



TITLE:

熱帯域上部対流圏における大気擾  
乱の構造に関する研究(  
Dissertation\_全文)

AUTHOR(S):

西, 憲敬

---

CITATION:

西, 憲敬. 熱帯域上部対流圏における大気擾乱の構造に関する研究. 京都大学, 2007, 博士(理学)

ISSUE DATE:

2007-03-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r12004>

RIGHT:

# 熱帯域上部対流圏における大気擾乱 の構造に関する研究

西 憲敬

平成 18 年度 京都大学 大学院理学研究科  
地球惑星科学専攻 博士論文

熱帯域上部対流圏における大気擾乱  
の構造に関する研究

西 憲敬

## 要旨

熱帯域対流圏の主に上部でみられる波動の形態と、それに関係の深いメソスケール雲システム内の鉛直流分布についての研究を行った。

熱帯域の圏界面付近には、その高度に局在した大振幅の赤道捕捉ケルビン波が存在している。この波動が経度数十度の領域でのみ大きく増幅し、そこで非線形効果によるとみられる突っ立ちを示すことを全球客観解析で詳しく解析した。1993年1月から2月にかけて3例の大きな振幅をもったケルビン波が西太平洋で検出された。経度帯はそれぞれ異なるものの、いずれも限られた経度領域のみで大きな振幅をもっていた。また、1月の2例については、その領域で東風から西風への変化、昇温がそれぞれ西風から東風への変化、降温よりも急激となるような突っ立ちを示していた。

ケルビン波が増幅してその結果起きるとみられる突っ立ちがどの程度頻繁に起こっているかを調べるために、100hPaの東西風についての統計的解析を行った。この種の突っ立ちに見られるはずの東風から西風への急激な変化が、その逆の変化より多いかどうかを調べた。東半球の11-3月にかけては西風への急変のほうが多く、その中でも1-3月の90°E-180°Eでは非常に多く、また特に大規模なものを多く含んでいた。急変域が経度方向に大きな広がりをもち東進するもののみを取り出すと、両者の差はさらにはっきりした。このような両者の数における非対称性は、100 hPa付近に独特なもので、200hPaではあまり明瞭でなかった。西風への急変事例の多くは、ケルビン波の増幅の結果起きた非線形効果による波の突っ立ちが原因とみられる。背景風の東風が、波の上方伝播を容易にすることで増幅を促進し、また大きな本来の (intrinsic) 位相速度を許すことによって、規模の大きな突っ立ちの発生に寄与しているとみられる。なお、100hPaの突っ立ったケルビン波において、西風領域のほうが東風領域よりもずっと赤道付近に局在している構造となっていた。

このような赤道波の励起源となる積雲活動の中でどのような上昇流があるかを VHF ドップラーレーダーを用いて直接観測した。スマトラ島西部 (0.2°S, 100.32°E) に設置された赤道大気レーダー (EAR) によって観測された風データを用いて、2003年11月6,8,20日にみられたメソスケール雲クラスターの層状降水域における乱層雲内の鉛直流プロファイルを3分、高度150mの高い分解能で調べた。層状降水期間の後半2-3時間に、時空間変動の小さい穏やかな上昇流が中上部対流圏の数 km にわたる高度領域で観測された。鉛直流は連続的に小さな正の値 (0-40cm/s) を持ち、下降流や 40cm/s 以上の強い上昇流はほとんど観測されなかった。赤道波の励起には浅い加熱をもたらす層状降水域での加熱および鉛直流分布が重要と考えられているが、これまでに解析例の少ない乱層雲内の鉛直流詳細構造を示すことができた。この分布は、層状降水を維持する機構を考察する上で重要な結果である。

当論文では鉛直方向に浅い構造をもつ波動・擾乱に注目して解析を行った。これらはよく知られている深い構造をもつ循環や擾乱に比べると規模は小さいが、成層圏との関係、赤道波の



力学などに重要な役割を果たしていると考えられる。

# 目次

要旨	i
第 1 章 はじめに:研究の動機と展開	1
1.1 熱帯循環と擾乱の鉛直構造	1
1.2 Madden-Julian 振動	2
1.3 ケルビン波	3
1.4 積雲対流と結合した赤道波	7
1.5 対流圏上部での物質輸送	10
1.6 客観解析内の水平発散と鉛直流	11
1.7 EAR を用いた解析	16
1.8 本論文の構成	17
第 2 章 赤道捕捉ケルビン波の解析 (I):1993 年 1-2 月の事例解析	18
2.1 はじめに	18
2.2 データ	20
2.3 結果	22
2.4 議論	30
2.5 この章のまとめ	32
第 3 章 赤道捕捉ケルビン波の解析 (II):東西風急変の統計的解析	33
3.1 はじめに	33
3.2 ケルビン波活動度の時空間分布	33
3.3 データと解析手法	36
3.4 結果	37
3.5 この章のまとめと議論	46
第 4 章 メソスケール雲クラスター内の鉛直流の解析	48

---

4.1	はじめに . . . . .	48
4.2	データ . . . . .	54
4.3	結果 . . . . .	57
4.4	乱層雲中の穏やかな上昇流を生成する機構 . . . . .	71
4.5	この章のまとめ . . . . .	74
第 5 章  まとめ		75
論文目録		78
謝辞		79
参考文献		80

## 第 1 章

# はじめに: 研究の動機と展開

### 1.1 熱帯循環と擾乱の鉛直構造

熱帯域の循環や擾乱が地球の大気システムにおいて果たす役割は、力学・熱力学・放射など多くの分野で大きい (Holton 2004, 11 章)。対流圏においては、活発な積雲活動が豊富な潜熱解放を通して大循環を駆動している。積雲活動は、熱帯、中緯度、および、成層圏より上層にも、波動などを通して大きな影響を与えている。

熱帯域の積雲活動は、積乱雲などを主体とする対流セルの活動がその主体であるが、それらは独立して存在しているわけではなく、様々な形態に組織化している。組織化は様々なスケールにおよび多彩な大気現象を引き起こしている。積乱雲は集団で発生し、それから上部で吹き出した金床雲 (アンビル) を含む乱層雲などを伴うメソスケール雲システム (10-1000km スケール) を形成する (Houze 1993, 9 章を参照)。

さらに、このようなメソスケールシステムが多発する場所が数千 km のスケールで認められる。これらのうちかなりの部分は赤道捕捉波動の枠組みで説明される。Fig.1.1 にそれらの例を示すが、東進するケルビン波、西進するロスビー波、慣性重力波などが波数・周波数空間の中で良く分離されて表されている。また、この図には赤道波の枠組みでは説明が困難だが熱帯域で最も顕著のひとつである Madden-Julian 振動も記述されている。

積雲活動の組織化それ自体、および、それによって励起された波動には興味深い特徴が数多く存在しており、その機構にはまだ未解決の問題が多く残されている。この章では鉛直構造に特に注目しながらそれらを紹介することによって、2 章以降で述べる 2 つの問題の位置づけを行う。

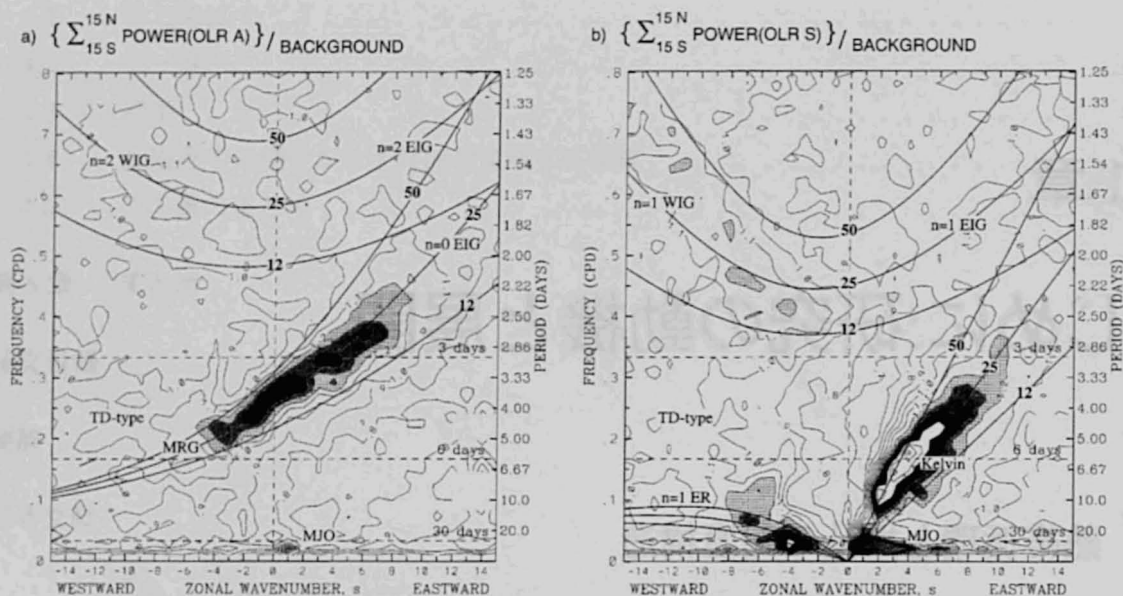


Fig. 1.1 (a) The antisymmetric OLR power divided by the background power. Contour interval is 0.1, and shading begins at a value of 1.1 for which the spectral signatures are statistically significantly above the background at the 95% level (based on 500 dof). Superimposed are the dispersion curves of the even meridional mode-numbered equatorial waves for the three equivalent depths of  $h$  5, 12, 25, and 50 m. (b) Same as in panel a except for the symmetric component of OLR and the corresponding odd meridional mode-numbered equatorial waves. Frequency spectral bandwidth is 1/96 cpd. (Figures are taken from Wheeler and Kiladis (1999). Caption is after the original one in Wheeler and Kiladis (1999).)

## 1.2 Madden-Julian 振動

Madden and Julian (1971, 1972) によって発見された 30-60 日変動、現在の呼称でいえば Madden-Julian Oscillation (MJO) は、熱帯の大規模大気現象の中で、現時点で最も重要なもののひとつである。しかも発見以後 30 年来にわたり機構の解明が続けられているが、まだその完全な理解には至っていない (Lau and Waliser, 2005)。1980 年代に、MJO の形態の研究において、申請者は熱帯擾乱の鉛直構造に関する問題意識の形成を行った。

Madden and Julian (1972) には、主に地上、高層観測をまとめた有名な MJO の模式図がある (Fig. 1.2)。この図版は模式図とはいえ、現在においてもその価値がほとんど失われていない、要点を押さえたきわめて質の高いものである。この赤道における経度高度断面によると、東西風は対流圏の上部と下部で風向が逆になり、中部対流圏で節となる深いセル状の構造となっている。この図版に代表されるように、熱帯循環は中層に節をもつセル状の構造として

大きく近似できることが知られていた。Gill (1982) の 11 章には熱帯循環を 2 層で記述することによって理解する筋道が丁寧に記述されている。

熱帯の平均的な子午面および東西循環もほぼ同様な深い構造として理解されている。帯状平均の南北風を Fig. 1.3 に示すが、流れは対流圏の下層と上層に限られていて、その間の高度には深い鉛直流構造がある。これらは中部対流圏に積雲加熱の中心があり、それに伴う上昇流が中層で最大となる深い構造をもっていることに由来すると説明される。

ところが、MJO の様々な変量について位相関係を調べていくと、実際の構造はこれとはかなり異なる面があることに気がついた。そこで様々な物理量についてレーウィンゾンのデータを用いて位相構造を調べる解析を行った (参考論文 4)。この論文の主要部分はその水平位相構造についてであるが、鉛直構造についても興味深い特徴を見いだした。Fig. 1.4 は、1979 年にみられた MJO 活発期における位相構造を示したものである。東西風は上部、下部対流圏ともよく知られた東進する東西波数の構造が目立っている (Fig. 1.4f, 1.4g)。ところが 1000hPa の高度はずいぶん速い位相速度を示しており、東進する東西波数 1 と理解することは難しい (Fig. 1.4a)。また、上部対流圏の高度や中部対流圏の温度も東進する東西波数 1 の構造とは解釈し難い (Fig. 1.4b, 1.4c, 1.4e)。Madden and Julian (1972) も海面気圧の東進速度が周期 40-50 日、東西波数 1 と考えるよりも速いことを指摘しているが、ここではそれを様々な変量について広げて解析した。他にも数事例の MJO 活発期によく似た速い位相構造を高度、温度場において見いだした。

この水平構造も興味深いものであるが、鉛直構造にも興味深い構造が見いだされた。Fig. 1.5 は、西太平洋における東西風および高度場の鉛直位相構造を示したものである。東西風は確かに上下できれいに逆位相となっているが、高度場は下層と上層が少しだけずれている奇妙な関係となっている。前述したような単純な 2 層構造ではこのような高度場と東西風場の差異は理解できない。この水平、鉛直構造については、Itoh and Nishi (1990) にひとつの説明がなされている。この論文では、単純モデルによって MJO の位相構造を説明することを試みた。その結果、加熱の継続時間、繰り返し周期など、いくつかのパラメーターを適切に設定した時に、上述した東西風と高度・温度における位相構造をほとんど説明できることを見いだした。鉛直構造が上下で逆位相にならないことは、順圧成分と傾圧成分の組み合わせで説明された。このように、MJO の解析を通じて、鉛直構造は擾乱の機構を理解する上で重要なものであり、また熱帯大規模擾乱といえどもその鉛直構造は多彩なものだという強い印象が残り、その後の解析で鉛直構造を丁寧に調べるきっかけとなった。

## 1.3 ケルビン波

1980 年代に MJO とならんで熱帯域の気象学の関心の中心となっていたのは、El Niño 現象であった (Philander 1990)。1970-80 年代にかけて、比較的顕著な El Niño 現象が規則的

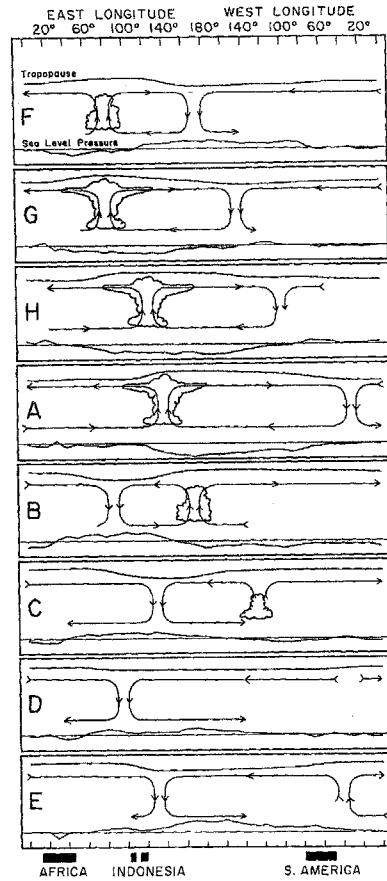


Fig. 1.2 Schematic depiction of the time and space (zonal plane) variations of the disturbances associated with the 40-50-day oscillation. Dates are indicated symbolically by the letters at the left of each chart and correspond to dates associated with the oscillation in Canton's station pressure. The letter A refers to the time of low pressure at Canton and E is the time of high pressure there. The other letters represent intermediate times. The mean pressure disturbance is plotted at the bottom of each chart with negative anomalies shaded. The circulation cells are based on the mean zonal wind disturbance. Regions of enhanced large-scale convection are indicated schematically by the cumulus and cumulonimbus clouds. The relative tropopause height is indicated at the top of each chart. (Figure and caption are taken from Madden and Julian 1972)

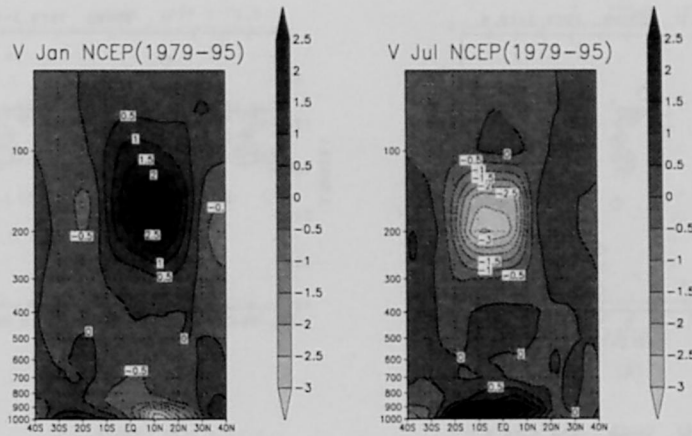


Fig. 1.3 Latitude-height(hPa) section of climatological (1979-95) zonal-mean meridional wind ( $\text{m s}^{-1}$ ) in (left) January and (right) July in NCEP reanalysis version 1. Contour interval is  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ .

に発生したこともあり、その研究を集中的に行う必要への認識が高まった。そのような中で1992年12月から1993年2月にかけて、MJOやEl Niñoを集中的に研究するTropical Ocean-Global Atmosphere, Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, Intensive Observing Period (TOGA-COARE IOP)という観測が西太平洋で行われ、時空間的に密なデータを用いて、El Niño現象のみならず、熱帯大気擾乱に関して多くの研究が行われた。パプアニューギニアのManus島( $2.03^{\circ}\text{S}$ ,  $147.25^{\circ}\text{E}$ )では北海道大学のグループによる気象レーダー観測が行われた(Uyeda et al. 1995)。申請者はレーダー画像を1ヶ月にわたってモニターしたが、積乱雲活動というのは教科書に掲載されているような“深い対流”という言葉で表されるほど単純なものでなく、様々な雲頂高度をもった実在なのだと気づいた。8-10kmまでしか到達しないものも多い中、圏界面を超えるものも多数存在するように見え、圏界面の意味も正確に考えなければならないものだと印象づけられた。

TOGA COARE IOPのデータを用いての大規模波動に関する研究も数多く行われた。この期間には非常に強いケルビン波が圏界面付近でみられた。対流圏界面付近では東西風が強く、きわめて大きな風の時間変化と鉛直シアが観測された。Fig. 1.6における\*印はBiak島における東西風の変化である。100hPaでは、わずか数日の間に $-30\text{m/s}$ から $+20\text{m/s}$ と大きく変化する(Fig. 1.6a)。しかし、このような大きな変化は100hPaだけでみられ、その上下ではずいぶん弱くなってしまう(Fig. 1.6b, 1.6c)。あまりにも大きな風速変化なので、当初はデータのエラーではないかと思ったほどであった。この波動は後にTsuda et al.(1994)が存在を報告したケルビン波であると判明するが、この鉛直に狭い高度領域に局在した擾乱が経度方向にも局在していること、そして正弦波型から大きく突っ立っていることを研究して出版した(参考論文1)。その研究内容について、2章で論ずる。



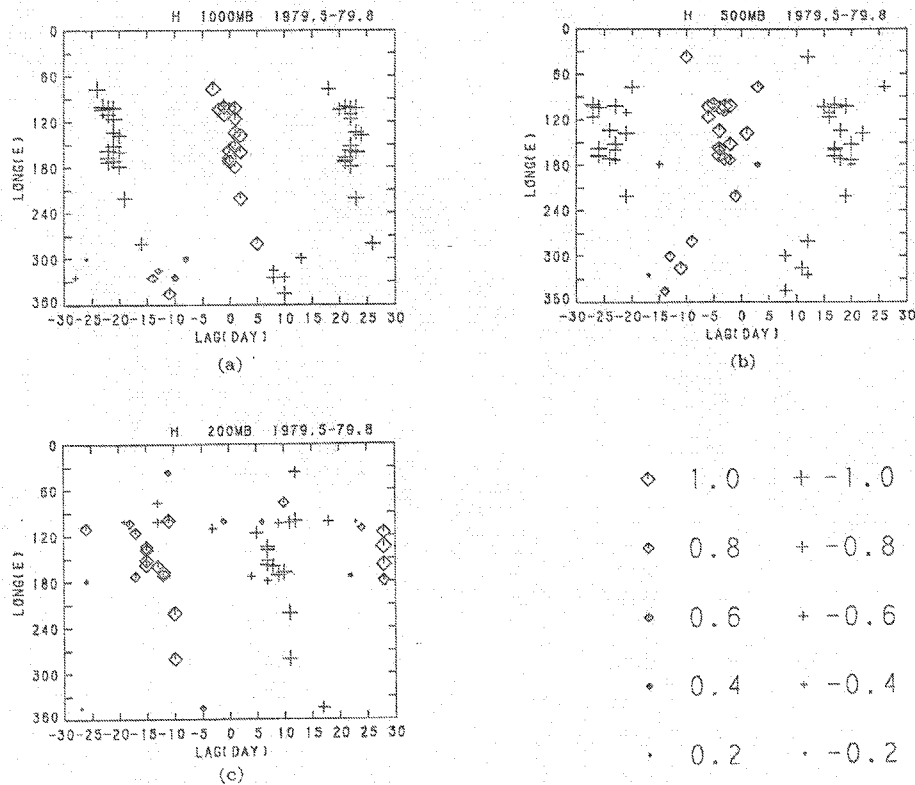


Fig. 1.4 The lag-day when maximum and minimum of lag-correlation of filtered (30-60 days) variables appears at each station in May-August 1979, the filtered Height (H) at 1000 hPa at Majuro being taken as a reference: (a) H at 1000 hPa, (b) H at 500 hPa, (c) H at 200 hPa, (d) temperature (T) at 500 hPa, (e) T at 200 hPa, (f) zonal wind (U) at 850 hPa and (g) U at 200 hPa. The shape and size of the symbols denote the magnitude of correlation, with details shown under the panel (b). Horizontal and vertical axes denote lag-day and longitude (E), respectively.

この圏界面付近に局在したケルビン波については、その後解析が続けられてきたが、この経緯については、3.2節で詳述する。しかし、波の突っ立ちについてはほとんど研究されなかった。2000年代にはいり、過去の様々な気象データを定まったやり方で採用し、ひとつの数値モデルによって同化することによって、長期間にわたる均質なデータ(再解析データ)が得られるようになった。特に、2003年にヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)が作成した40年間の客観解析データ(ERA-40)は、圏界面付近の同化状況が良好であることがわかった。ケルビン波の突っ立ちは1年に0~数例程度の頻度が少ない現象であるが、このデータセットを用いることによっていよいよ統計的解析が可能になったと判断し、突っ立ちの統計的研究を行った(参考論文3)。その内容について3章で詳しく論ずる。

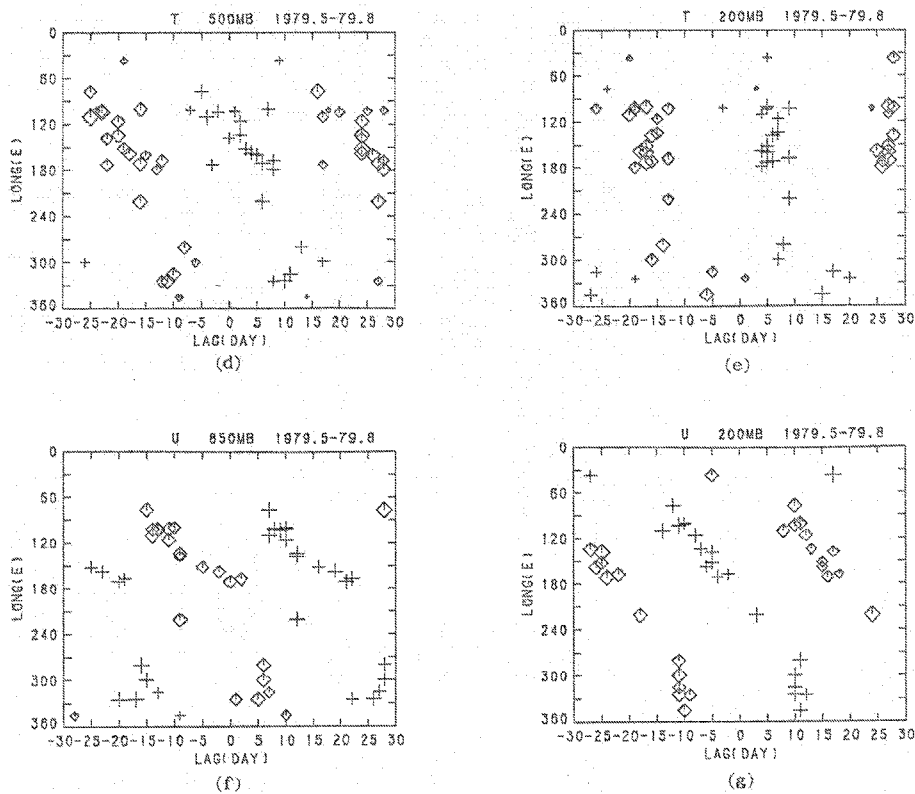


Fig.1.4 (continued)

## 1.4 積雲対流と結合した赤道波

前述した圏界面付近に局在したケルビン波も、振幅の大きい部分は確かに圏界面付近ではあるのだが、その位相が下方伝播する内部モードであるとみられることから、波源は対流圏にあることが予想された。これは、Takayabu et al.(1994) によって示された積雲活動における赤道波モードと密接な関係にあることが容易に想像されることから、両者を連結した研究が必要であると判断した。

対流圏で積雲と結合した赤道波全般については 1990 年代に盛んに研究され、各波動モードごとの研究が進んだが、これらの波動すべてに鉛直構造に関する議論が常につきまっていた。積雲活動と結合した赤道波 (慣性重力波、ロスビー波、混合ロスビー重力波、ケルビン波など) がすべて等価深度数十 m とした時の分散関係式に乗ることが Takayabu (1994) によって指摘され、のちに Wheeler and Kiladis (1999) においてきわめて明瞭に記述された。多くの擾乱がほぼ一定の等価深度をもつ赤道波の枠組みで記述できるということは画期的な発見ではあったが、その等価深度には説明の難しい部分があった。対流圏の深い擾乱が自由波であると考え、その等価深度は 100m 以上となるはずで、数十 m というのはいかにも小さな値

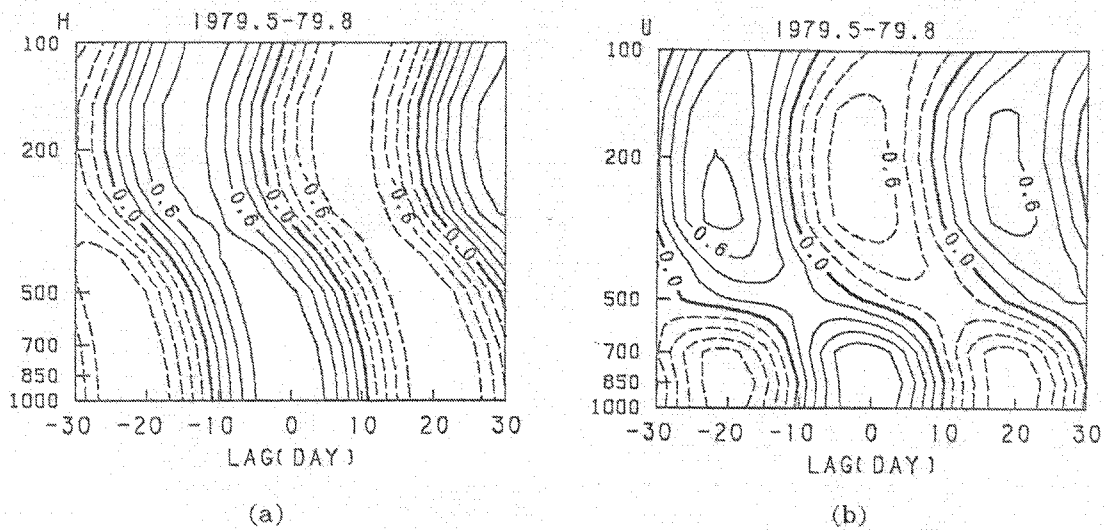


Fig. 1.5 Lag-height cross sections of the mean correlation averaged at the stations in the western and mid Pacific (Koror, Yap, Truk, Ponape, Kwajalein, and Majuro) in May-August 1979: (a) geopotential height with the reference of geopotential at 1000 hPa and (b) zonal wind with the reference of the zonal wind at 850 hPa at each station. Horizontal axis shows lag days and vertical axis shows the height (hPa). The contour interval is 0.2. The heavy line and broken lines denote zero value and negative values, respectively.

であった。これを説明するために、加熱による非断熱効果が静的安定度の効果を減じるためという説 (例えば Emanuel et al. 1994) もあれば、層状雲の存在のために実効的な加熱の鉛直波長が実はかなり短い (Mapes and Houze 1995) という考えもあった (Wheeler and Kiladis 1999)。

赤道波の遅い位相速度を説明するためにも熱帯擾乱の鉛直構造をきちんと解析することが重要だと考えたので、坂本和幸氏との共同研究で GMS 画像と客観解析データを用いた海洋大陸から西太平洋域での積雲活動の精密解析を行った (坂本 1997)。Takayabu (1994) の手法をなぞることによって始めた研究は、2 日よりさらに短い周期の波動への興味に収束した。この研究は 3 時間ごとの GMS 画像を用いて行われたため、2 日以下の短周期の赤道波をきちんと記述できるという特色をもっていた。当時あまりその生態が知られていなかった南北モード  $n=2$  の赤道捕捉慣性重力波のスペクトル特性を記述したことがこの研究での主な成果であった。しかし、その鉛直構造もずいぶん特異なものであった。加熱域付近の 500hPa 付近に収束があり、地表付近はむしろ発散となっていた (Fig. 1.7)。これは地表付近に収束があるとみられる“深い”構造とはかなり違うものである。

TOGA COARE IOP の時にレーダーに見られた積雲はそれぞれ勝手な深さをもってい

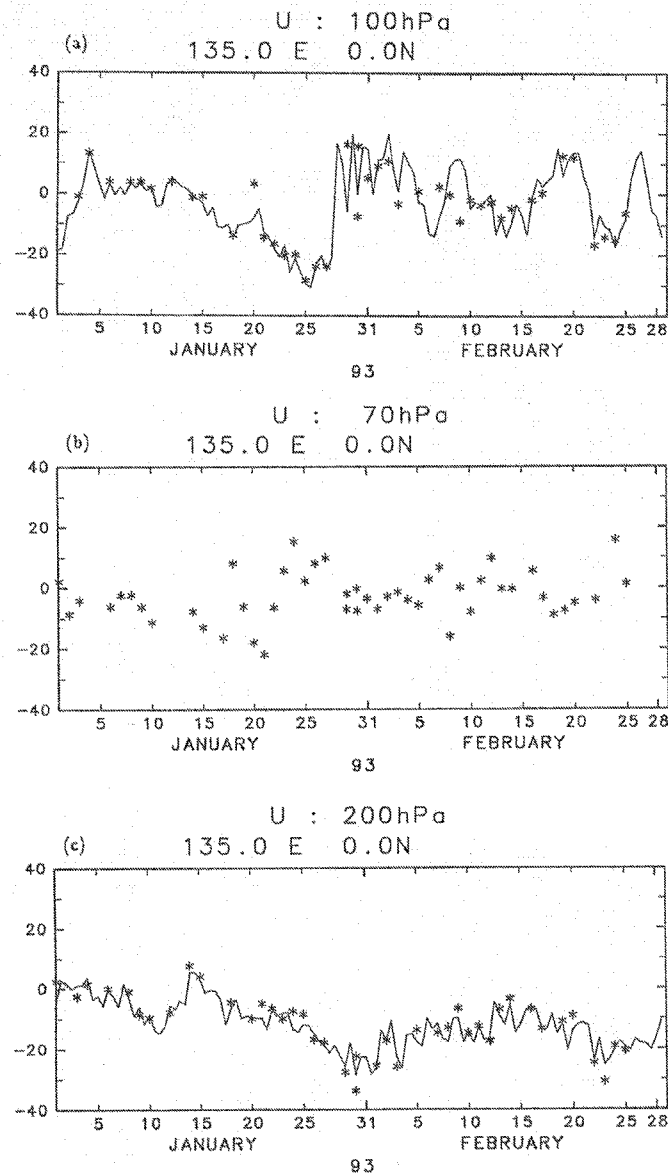


Fig. 1.6 Time series of the zonal wind ( $\text{m s}^{-1}$ ) at (a) 100 hPa, (b) 70 hPa (rawinsonde only) and (c) 200 hPa during January and February 1993. Solid line shows the values of JMA global analysis data ( $0^\circ\text{N}$ ,  $135^\circ\text{E}$ ) at 00Z and 12Z. Asterisks show the rawinsonde observations at Biak ( $1.18^\circ\text{S}$ ,  $136.12^\circ\text{E}$ ).

た。周期の短い赤道波は鉛直に2つの節をもつ小さい目の鉛直波長をもっていた。一方、MJOは深い構造をもっており、また熱帯のハドレー循環はMJOとはややその形態は異なるもののやはり深い構造をもっている。これらの鉛直構造における相違点と共通点を統合的に説明するにはどうしたらよいか、が申請者を含め研究者の関心を集めるにいたった。次節に述べる輸送

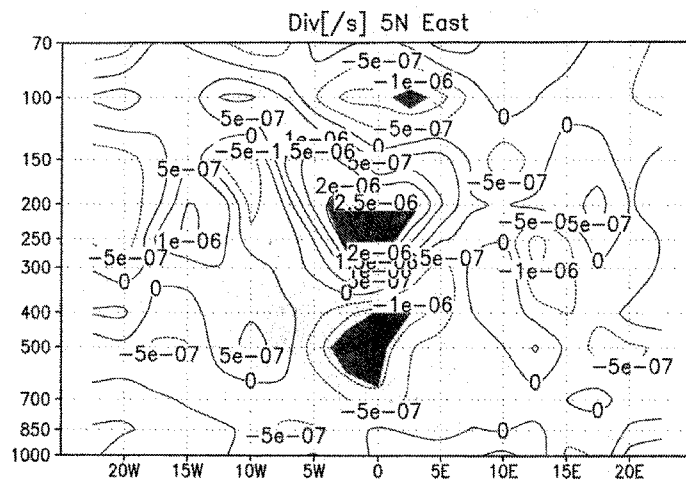


Fig. 1.7 Vertical composite structure of divergence at 5°N, which accompanies with 1-2 day cloud disturbances. The horizontal axis is relative longitude from reference point. The threshold for the composite is bandpassed Tbb < -15 K and Tbb < 225 K. Reference points are taken over 155°E - 175°E, and 84 cases are composited. Shaded area is statistically significant (the significant level is 5 %). (After 坂本 1997)

に関する問題もさらにその問題意識を強めることになった。

## 1.5 対流圏上部での物質輸送

申請者は 1990 年代後半から 2001 年ごろにかけて、複数の物質輸送および大気化学の観測に参加した。当時、大きな観測プロジェクトの中で大気物理担当者が予報や観測計画に重要な役割を果たしていることに強い興味を持っていたためである。その中でもさらに熱帯循環・擾乱の鉛直構造について深く考えることになることがらにいくつも出会った。

### 1.5.1 BIBLE-積雲クラスターからのアウトフロー

森林火災や雷によるオゾンの発生と破壊への影響を調べる観測プロジェクト BIomass Burning and Lightning Experiment (BIBLE) が 1997 年よりインドネシアおよび北オーストラリアで行われた。北オーストラリアの観測では積雲からのアウトフローを解析するということで、波動の励起源の精密測定が可能と思われた。この観測では、どの方向に飛行機を飛ばせば積雲クラスターからのアウトフローに出会うことができるかを予報する仕事をした。調査に当たり、積雲高度とアウトフローの関係をメソスケールシステムの専門家、特にオーストラリア気象局の Peter May 氏と議論を重ねたが、その過程で積雲からのアウトフロー—アンビル (金床雲) という形をとって広がっている層状雲の中および近傍であるが—の鉛直の広がり

の測定は難しいためにこれまであまり系統的に測定されていないということを知った。これがきっかけになり、以後上部対流圏で積雲活動はどの高度に発散を作るのかに興味をもった。前述した赤道波の鉛直構造の問題は、既知である積雲クラスターからの加熱・発散構造から出発すればよいというわけにいかなくて、積雲クラスターからのアウトフローの精密な記述から出発しなければならないということは大きな驚きであった。この関心が後の VHF ドップラーレーダーを用いた鉛直流の直接観測への強い動機となった。

このプロジェクトの中では、ほぼ完全に気象予報を通してのサポートに徹した。巨額の予算をつぎこんだフライトが申請者らの予報に基づいた方向と高度で飛行していくことに、たいへんな緊張とやり甲斐を感じた多くの貴重な体験をもたらしたが、申請者の期待した北オーストラリアの孤立積雲が全く観測期間中に立たなかったことなども災いし、直接解明した内容を出版することには至らなかった。一方、この予報サポートによって支援された数十のフライトによって大気化学方面では多くの出版がなされた (Kondo et al. 2003, Koike et al. 2003, Kita et al. 2003, Shirai et al. 2003, Takegawa et al. 2003)。

### 1.5.2 SOWER-ケルビン波の重要性

ほぼ同時期に、オゾンおよび水蒸気の大気圏上部での輸送を調べるプロジェクト Soundings of Ozone and Water in the Equatorial Region (SOWER) に従事した。これは前述のケルビン波とも関連して、圏界面領域での気象を主に水蒸気、オゾンゾンデの飛揚によって調べるものであった。Holton et al.(1995) が提唱した圏界面領域の概念は、従来のように圏界面をひとつの境界面として考えるのではなく、ゆるやかに遷移するものだという考えを一般化させ、上部対流圏の現象の理解を大きく前進させたが、このプロジェクトもその流れに沿ったものであった。1998 年から 2004 年にかけて数度にわたりエクアドル・ガラパゴス、インドネシア・バンドン、キリバス・クリスマス島などでの観測に参加し、ゾンデ観測などに従事した (Fujiwara et al. 2001, Vömel et al. 2002, Yokouchi et al. 2005)。この研究グループの主な関心にあたる圏界面付近でのオゾン輸送や脱水過程にとって、先に述べた局所的なケルビン波は重要な役割を果たしていることが次第に明らかになった (Fujiwara et al. 1998, 2003, Fujiwara and Takahashi 2001)。この中での系統的な議論が、ERA-40 を用いた波の突っ立ちの研究 (3 章) を 2005 年に再開する大きな動機となった。

## 1.6 客観解析内の水平発散と鉛直流

議論を対流圏内に戻す。熱帯域の積雲活動は、組織化されたメソスケールシステムの形態をとっていることが多い。より大規模な擾乱も、それらのシステムの群発としての形態をもっている。上部対流圏における擾乱の鉛直構造を解明するためには、積雲対流に伴う鉛直流、また

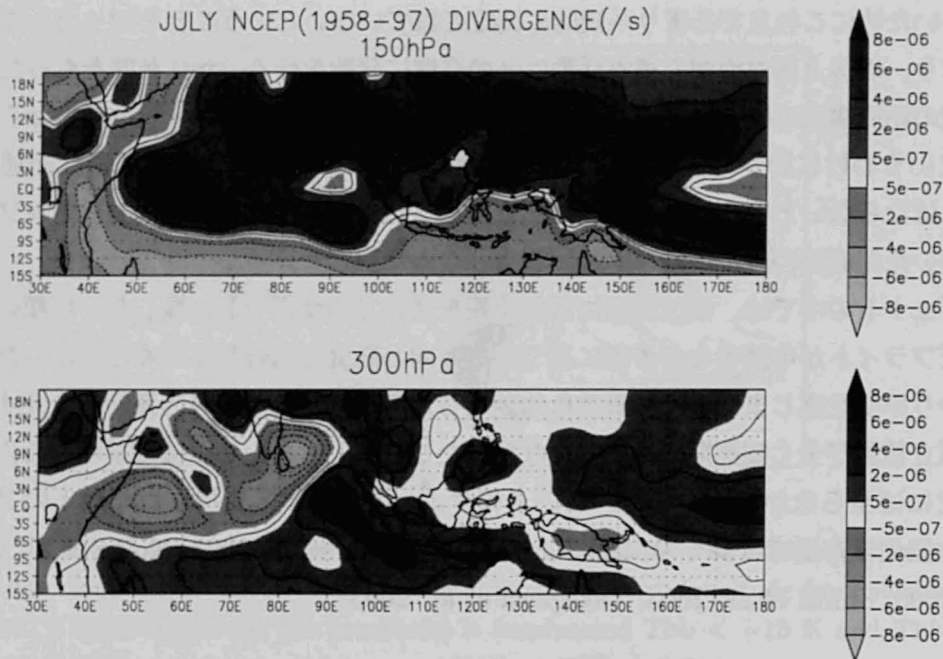


Fig. 1.8 Climatological (1958-97) Horizontal divergence ( $\text{s}^{-1}$ ) at (upper) 150 hPa and (lower) 300 hPa in July in NCEP reanalysis. Contour interval is  $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ; dashed lines show negative values.

はその鉛直微分でもある水平発散の正確な高度分布を知る必要があると思われた。全球客観解析データセットには鉛直流がデータとして含まれていることが多いので、これを利用して問題となっている熱帯循環や擾乱の鉛直構造が精密に解析できるのではないかと考えた。

特に鉛直に浅い構造を作り出す過程に興味があったので、まず客観解析データを用いて、月平均の鉛直流および水平発散の解析を行った。熱帯域の多くの場所では深い循環がみられたが、少なからぬ例外があり浅い循環構造が有意に認められる季節・地域もあった。最も目立ったのが、北半球夏季のアジアモンスーン領域であった。Fig. 1.8に、National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) 再解析データによる7月気候値の150と300hPaの水平発散を示す。多くの部分では深い構造に対応して上部対流圏内のこの2高度では同じ符号となっている。しかし、西インド洋 ( $0^\circ\text{N}$ ,  $55^\circ\text{E}$  付近) およびベンガル湾 ( $10^\circ\text{N}$ ,  $85^\circ\text{E}$  付近) には、水平発散が大きな絶対値を示すとともに符号が2高度で反転している、強く浅い構造が認められる。この場所では上部対流圏に局在した浅い上昇流があるとみられる。

積雲活動との関係を調べたかったので、両地域のうち静止気象衛星GMSのデータを利用できるベンガル湾の構造から調べることにした。Fig. 1.9に1998年6月平均のECMWF解析による水平発散、鉛直流、東西風の経度高度断面を示す。水平収束と発散の境目は、 $87.5^\circ\text{E}$  付

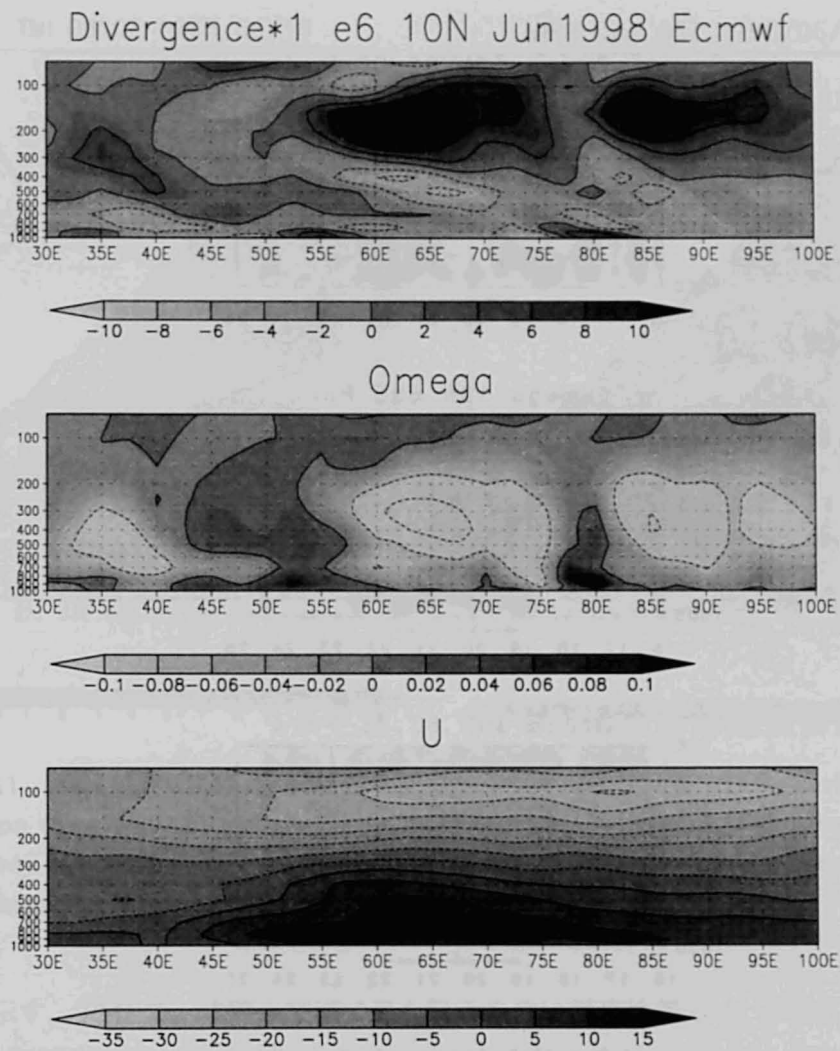


Fig. 1.9 Monthly mean of (upper) horizontal divergence ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ , contour interval  $4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), (b) vertical p-velocity ( $\text{Pa s}^{-1}$ , contour interval  $0.1 \text{ Pa s}^{-1}$ ), and (c) zonal wind ( $\text{m s}^{-1}$ , contour interval  $5 \text{ m s}^{-1}$ ) at  $10^\circ\text{N}$  in June 1998 in ECMWF reanalysis. Dashed lines show negative values.

近では 500hPa であるが、西へ行くと高くなり 80°E 付近では 300hPa よりも上となっている。これは 87.5°E では深い上昇流 (負の鉛直 p 速度) があるのに、80°E 付近では上昇流が上部対流圏に局在していることに対応している。このような構造は多くの他の年にも認められた。

この構造をもたらす実体を調べるために鉛直流の時系列を調べたところ、積雲クラスターが活発な日に顕著にみられることがわかった。典型的な例として 1998 年 6 月中下旬の事例を解析した。Fig. 1.10 は、ベンガル湾における東西に並んだ 3 点での鉛直流の時間変化である。17-23 日ごろにかけて、87.5°E では深い上昇流が認められるが、85°E では下層に下降流がみられており、さらに 82.5°E では上昇流は 500hPa 以上に限られている。この時期にはベンガ



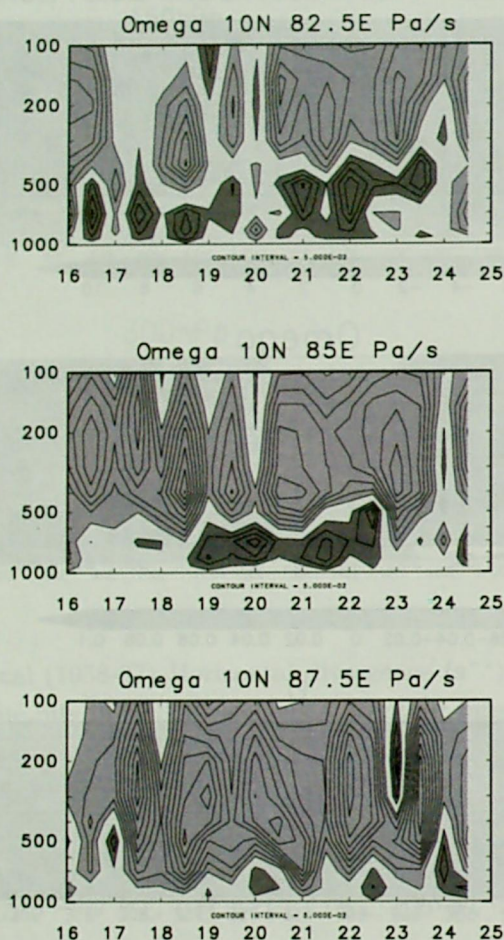


Fig. 1.10 Time-height(hPa) sections of vertical p-velocity ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) at latitude of  $10^\circ\text{N}$ , and longitude of (upper)  $82.5^\circ\text{E}$ , (middle)  $85^\circ\text{E}$ , and  $87.5^\circ\text{E}$  during 16-24 June 1998 in ECMWF analysis. Contour interval is  $5 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ . Heavy shade shows the positive values greater than  $5 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$  and light shade shows the negative values greater than  $5 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ . Contour for 0.0 is omitted.

ル湾の下部対流圏ではモンスーン西風が卓越する一方、上部対流圏ではチベット高気圧の周辺流である強い東風が卓越している (Fig. 1.9c)。この地域に独特な分厚い層状雲が、クラスターの対流部分から強い上層の東風によって移流されてきて、そこで上部対流圏に局在した上昇流を形成しているのではないかと考えた。

この期間中にちょうど熱帯降雨観測衛星 (TRMM) が上空を通過していたので、降水分布を示す TRMM マイクロ波観測装置 (TMI) の地上降水データと、赤外長波放射を観測する可視赤外観測装置 (VIRS) からの等価黒体温度 (Tbb) が同時に観測されている。この比較を

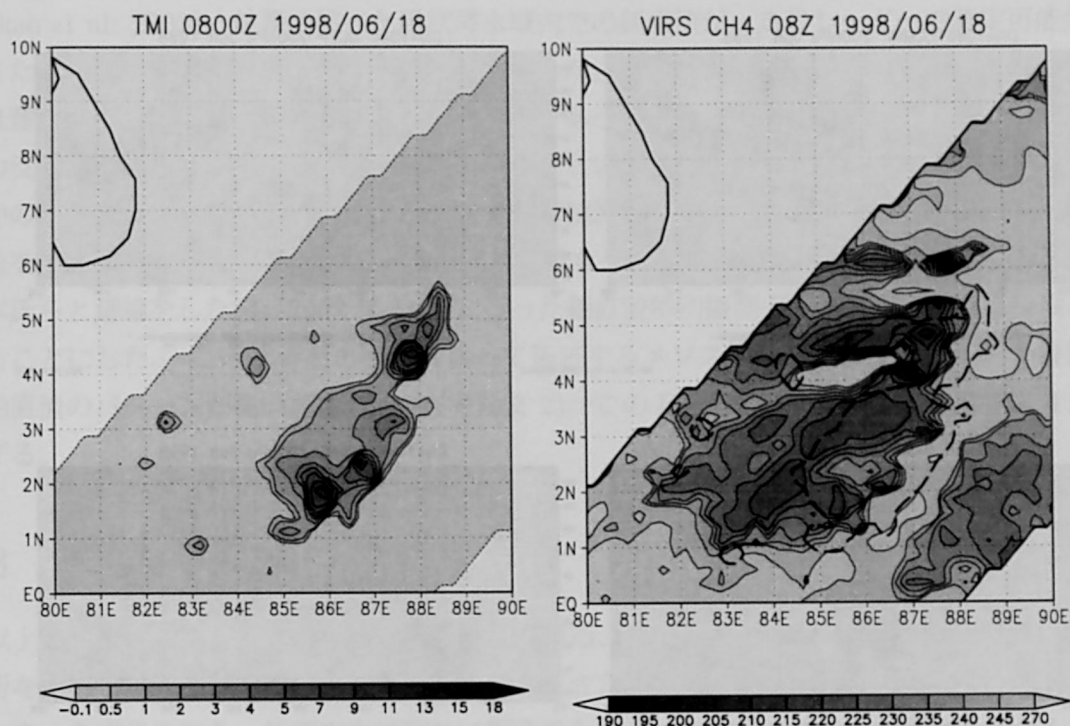


Fig. 1.11 Map of TRMM data at 0800 UTC on 18 June 1998. (Left) surface precipitation ( $\text{mm hour}^{-1}$ ) estimated by TMI (product 2A12) and (right) equivalent blackbody temperature (K) observed by VIRS (product 1B01). Broken lines in right panel shows  $0.5 \text{ mm hour}^{-1}$  contour of surface precipitation.

Fig. 1.11 に示す。TMI で示す降雨領域で最も降雨の強い対流性部分は、VIRS で見える最も放射の少ない領域（雲頂が高い領域）かあるいは少し東側に位置している。そして、その西側に広がる弱い降水域は、VIRS のやや低い領域に対応しており、その VIRS の低い領域は、降水域の西端を 300km 以上超えて西方へ伸びている。このような実体が繰り返し通過することによって、月平均にみられた浅い上昇流が説明できるのではないかと考えた。

そして、層状降水領域の鉛直流が月平均にみられた特徴を説明できるかどうか調べるために、いくつかの客観解析値で、日々の鉛直流を精査しようと試みた。しかし、ここで大きな問題にぶつかった。客観解析の種類によって鉛直流や水平発散の様子が大きく異なるのである。それも日々の値ではなく月平均でさえ大きく異なっていた。Fig. 1.12 は、いくつかの客観解析における月平均の上部対流圏での水平発散である。ここに見られる上部対流圏の発散や、また中部対流圏の鉛直流などが、データセットによって、1000km スケールでその規模だけでなく符号すら異なるほど違っていることが判明した。ある日の差異ではなく、1ヶ月平均ですらこの程度のばらつきがあることは意外であった。ケルビン波の東西風や気温を比較的正しく表現しているとみられる ERA-40 とても、このような精密な対流圏内の鉛直流分布は正しく表



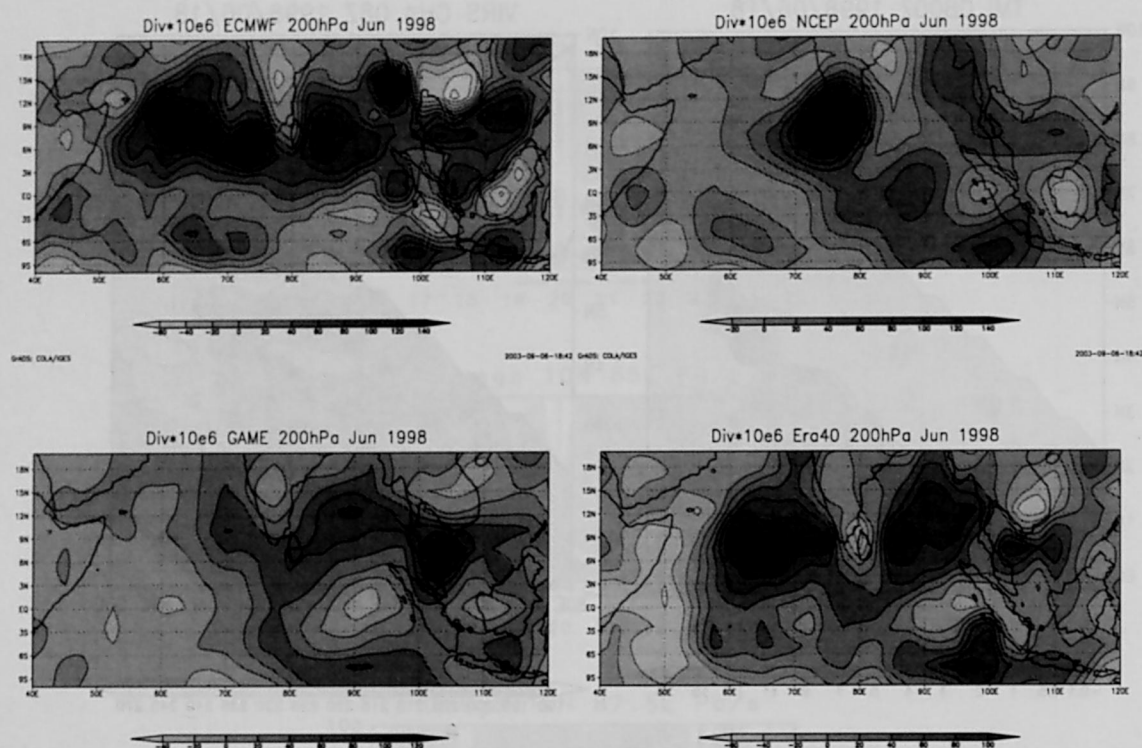


Fig. 1.12 Comparison of monthly mean horizontal divergence ( $10^6 \text{ s}^{-1}$ ) at 200 hPa during June 1998 in (left top) ECMWF operational analysis, (right top) NCEP reanalysis-2, (left bottom) JMA GAME reanalysis, and (right bottom) ECMWF reanalysis ERA-40.

現できていないのではないかと疑いが生じた。客観解析では鉛直流は直接同化されないため、ラジオゾンデ、航空機、衛星風データなどを同化しているが、いずれも鉛直または水平のどちらかの分解能は悪い。また、第一推定値作成のための数値モデルも積雲活動をパラメタライズによって作成しているために、現実を正しく表現しているとは限らない。このような現状では、客観解析の結果を無批判に解析すればよいとは思えず、もっと直接的な観測データを調査しなければならないと考えた。

## 1.7 EAR を用いた解析

鉛直流を直接観測できるシステムとしては、VHF ドップラーレーダーが挙げられる。2001年に運用開始した、インドネシア、西スマトラの赤道大気レーダー (EAR) は、順調に運転を行っていた。このレーダーは波長約 6m をもつ VHF ドップラーレーダーであり、大気乱流および成層構造からの反射によって、全天候において 3 次元風速を測定できるというものである。

(Fukao et al. 2003)。前節で述べた層状降水域内での鉛直流が、このレーダーで測定可能だと考えたので、生存圏研究所の山本真之氏に照会した。しかし回答は、上部対流圏の鉛直流の取得は難しいので、慎重な検討が必要というものであった。難しさの主な理由は、上部対流圏からの反射が弱いために、十分な信号が得られないというものである。前節で述べたように層状雲中の鉛直流の絶対値が知りたかったので、通常観測のデータを用いて積雲クラスター内の鉛直流を求めようとしたが、特に層状雲上部で十分なデータがないため困難であった。そこで、山本氏らと議論をした後、2003年11月に行った鉛直流特別観測データを用いてもう一度挑戦することにした。この1ヶ月の観測によって後述するメソスケール雲クラスター内の特徴ある鉛直流のパターンが見いだされた(参考論文2)。このEARを用いた研究内容を主に4章で論ずる。

## 1.8 本論文の構成

以上述べてきたように、熱帯域対流圏擾乱の構造、特に上部対流圏での鉛直構造を軸として解析を進める中で、注目すべき現象を見いだしてきた。それに対する取り組みの中から、特にまとまった成果を得た、鉛直方向に細かい構造をもつ2つの内容を中心に、細かく論述していくことにする。2, 3章では、圏界面付近に局在したケルビン波の構造について述べる。積雲加熱のごく近傍でみられる現象ならではの独特の構造がみられる。4章では積雲加熱そのものの中で鉛直に浅い加熱を生成しうる積雲クラスター内の乱層雲について、その内部での鉛直流の精密解析を示す。このような直接観測は、積雲活動による循環駆動や擾乱形成の正確な理解には欠くことのできないものである。5章では、当論文で見いだされた内容についての整理を行い、今後の発展と計画について述べる。

2章および3章の内容は、それぞれ参考論文1および参考論文3の内容を中心としている。参考論文1および3では、データ解析およびその解釈を申請者が主に行った。参考論文3の一部図版および解釈には共著者鈴木順子氏の寄与が含まれているが、その点については3.2節と3.5節に明示している。4章の内容は、参考論文2の内容を中心としている。この論文では特に観測機器の扱いに習熟している山本真之氏との密接な連携によって研究が行われているが、申請者は以下のように論文作成の本質的部分で寄与している。(1) 観測実施段階よりその計画に加わった。(2) 一次的な観測データ処理方法について主に理学的な観点より山本氏とともに検討した。(3) 解析方針を決定し、データ解析および図版作成の大部分を行った。(4) 主要な結果である上昇流の特徴は申請者がみいだしたものである。以上のように、参考論文1-3は基本的に申請者自身の行った研究が中心となっており、申請論文の基礎として妥当だと考えられる。

## 第 2 章

# 赤道捕捉ケルビン波の解析 (I):1993 年 1-2 月の事例解析

### 2.1 はじめに

この章では、1.3 節で述べた TOGA COARE IOP 観測期間 (1992 年 11 月-1993 年 2 月) の気象庁 (JMA) 全球解析データおよび西太平洋付近における数地点のレーウィンゾンデデータによる、1993 年 1-2 月に見られた 3 例の圏界面付近に局在する東進擾乱の特徴的な性質について論ずる。3 例の現象は、いずれも上向きのエネルギー伝播をもつ赤道捕捉内部ケルビン波の一部だとみられる。これらの波は西太平洋付近の経度数十度以内でのみ大きな振幅をもっていった。1 月の 2 例では、大振幅の場所で突っ立ちの形状を示しており、東風から西風への変化が、西風から東風への変化よりもずっと急であった。

赤道域の対流圏および下部成層圏では、10 日以上の周期をもついくつかの大規模東進擾乱が知られている。この研究を行う以前に知られていた知見をまとめる。対流圏では、前章でやや詳しく述べた MJO が顕著で、その位相構造はよく調べられていた (例えば Madden and Julian 1994)。東西風 (U) のシグナルは東進し、東西波数 (以下、この章では“波数”) は通常 1 である。上部対流圏と下部対流圏における U の位相差は  $180^\circ$  に近い。上部対流圏では振幅が 100-300hPa で大きく、その高度範囲ではほとんど同位相である。多くの研究で調べられた位相速度は  $6\text{--}12^\circ/\text{day}$  であった (例えば Madden and Julian 1972)。上部対流圏での位相速度は、対流活動や下層の U にみられる速度よりもやや速い。また、同期した成分は成層圏では大きな振幅をもたない (例えば Madden and Julian 1971)。

一方、東進する自由内部ケルビン波が下部成層圏ではよくみられる (例えば Wallace and Kousky 1968a, b; Maruyama 1969, 1979, 1991; Shiotani and Horinouchi 1993)。70hPa 付近では水平位相速度は  $25^\circ/\text{day}$  で、波数は 1 であることが多い。位相は下方に伝播し、エネルギーが上方に伝播していることを示している。

これらの境界に当たる対流圏界面付近での解析は多かったとはいえないが、それでも U の変動に関するいくつかの興味深い観測的研究があった。Madden and Zipser (1970) は、対流圏界面付近の U を解析し、数日間に 50m/s/km に達する鉛直シアーを見いだした。Parker (1973) は、熱帯のいくつかの高層観測を解析して、100hPa 付近で新しい型の東進波を見いだした。この波は、下向きの位相伝播を示し、大振幅は圏界面付近の浅い層に局在していた。各地点での波の周期は 30 日よりやや長い程度であった。彼はこのモードをケルビン波であると考えたが、波の卓越周期は対流圏に深い構造をもつ MJO に近かった。もちろん、MJO も圏界面付近で観測される (Madden and Julian 1972) が、圏界面付近のこれらふたつの擾乱の間に関係があるのかどうかは議論の対象となった。Maruyama (1979) は、U のスペクトル解析を行い、70,100hPa では 20 日より長い周期帯にピークがあることを見いだした。Tsuda et al. (1994) は、インドネシアの 1 点での観測を用いて、20 日より長い周期の波を圏界面付近で検出し、その鉛直位相構造の詳細を調べた。その構造は成層圏ケルビン波に似ているようであったが、周期が長いめで、また振幅がかなり大きかった。

このように圏界面付近にケルビン波とみられる擾乱が局在していることは知られていたが、いくつかの研究で認められた擾乱の実体が統合的に認識されていたとはいえず、さらに精密な波動形態の解析を必要としていた。この解析では、TOGA COARE IOP 期間に限って、JMA 全球解析を用いて圏界面付近の東進擾乱を調べた。この 4 ヶ月には、赤道西太平洋では多くの特別観測が行われ、観測点のネットワークがふだんより密であったため、それを同化した JMA 全球解析データの品質は他の時期に比べ優れていたからであった。

海洋学の分野では赤道捕捉ケルビン波の非線形性に関する研究が行われてきており、その知見は今回解析を行う圏界面付近のケルビン波にも有効である。まず、赤道捕捉ケルビン波の線形論は、Gill (1982) の第 11 章に詳しい。これが有限振幅になった時の非線形性と、その El Niño 現象の説明への応用を Boyd (1980) が論じている。一般に、有限振幅の波動において突っ立ちが起こることはよく知られている。Boyd(1980) によると、ベータ平面上の有限振幅をもつケルビン波は、 $c$  を定数として次元移流方程式  $u_t + (c + u)u_x = 0$  の形で近似できる。この方程式については、Whitham (1999, 2 章) に詳しい。Fig.2.1 はこの種の波の突っ立ちを表している。 $t=t_B$  で砕波するので、その直前が最も突っ立った状態を表している。微小振幅のケルビン波は  $u_t + cu_x = 0$  と書けることから、 $uu_x$  の項が非線形効果を代表している。この項が無視できない場合、波は伝播とともに突っ立ちの度合いを強める。もし散逸がなければ、波は突っ立ち、一定時間後には砕波する。散逸がある場合には、それと釣り合うことによって、突っ立った形を保ったまま衝撃波として伝播する。

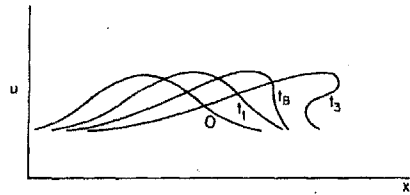


Fig. 2.1 Successive profiles of a nondispersive wave at various times. The wave breaks at  $t = t_B$  (after Whitham, 1974) (Figure and caption are taken from Boyd 1980).

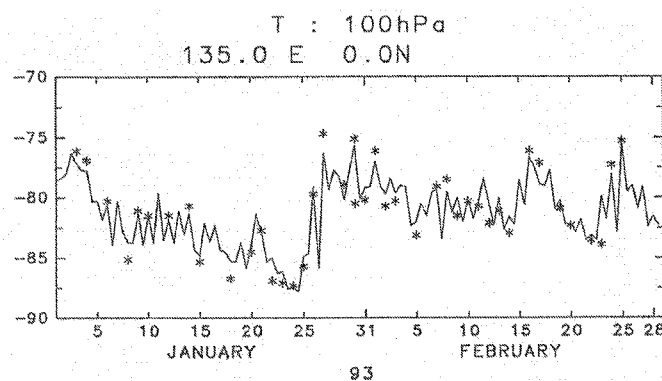


Fig. 2.2 Time series of the temperature (K) at 100 hPa during January and February 1993. Solid line shows the values of JMA global analysis ( $0^\circ\text{N}$ ,  $135^\circ\text{E}$ ) at 00Z and 12Z. Asterisks show the rawinsonde observations at Biak ( $1.18^\circ\text{S}$ ,  $136.12^\circ\text{E}$ ).

## 2.2 データ

1992年11月–1993年2月における気象庁(JMA)全球解析データを用いた。00Zおよび12Zの値が格子点間隔  $1.875^\circ$  で提供されていた。高度レベルは15層(1000–10hPa)で、圏界面付近のレベルは70, 100, 150hPaである。JMA全球解析が圏界面付近で信頼できるかどうかを調べるために、レーウィンゾンデ観測との比較をおこなった。

比較は赤道に近い TOGA COARE IOP 領域の4点—Biak ( $1.18^\circ\text{S}$ ,  $136.12^\circ\text{E}$ ), Manus ( $2.03^\circ\text{S}$ ,  $147.25^\circ\text{E}$ ), Kavieng ( $2.35^\circ\text{S}$ ,  $150.48^\circ\text{E}$ ), Kapingamarangi ( $1.00^\circ\text{N}$ ,  $154.80^\circ\text{E}$ )—について行った。結論はどの地点でもほぼ同じなので、ここでは Biak の結果だけを示す。100hPa およびそれ以下の対流圏では、JMA 全球解析とレーウィンゾンデ観測の間に、風・温度ともに数日以上スケールをもつ系統だった差異は認められなかった (Fig. 1.6a, 1.6c, Fig. 2.2 を参照)。しかし、JMA 客観解析データの成層圏 (70hPa 以上) の風データは時間変動に乏しく、

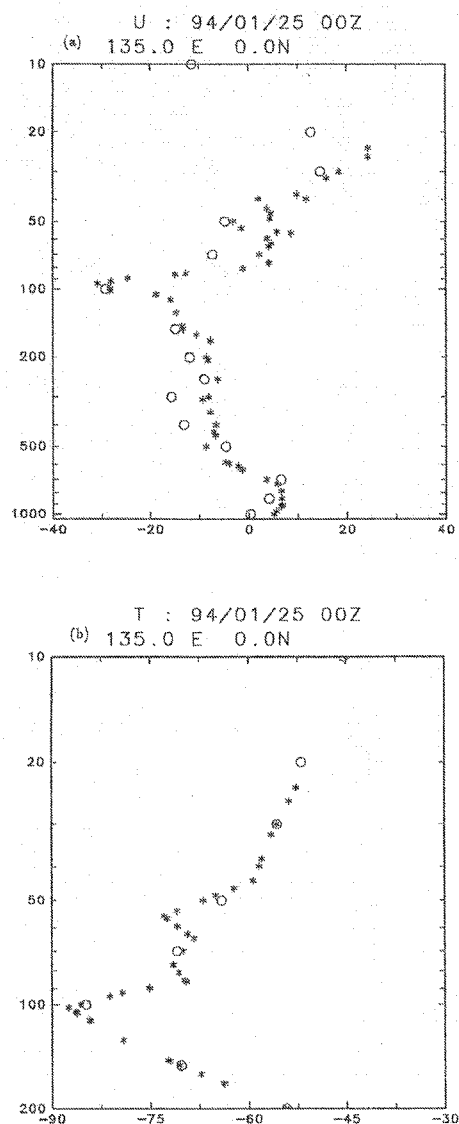


Fig. 2.3 Vertical profile of the (a) zonal wind ( $\text{m s}^{-1}$ ) and (b) temperature (K) at 00Z on 25 January 1993. Circles show the values of JMA global analysis data at  $0^\circ\text{N}$ ,  $135^\circ\text{E}$ . asterisks show the rawinsonde observations at Biak ( $1.18^\circ\text{S}$ ,  $136.12^\circ\text{E}$ ).

時間平均でも 2-3 $\text{m/s}$  のバイアスをもっていた。対流圏では風データは (2 変量の) 最適内挿法によって作られているのに対し、成層圏のデータを作るためには関数当てはめ法 (Function Fitting Method) が用いられていた。このような理由で、70hPa 以上の成層圏には JMA 客観解析の風データは用いなかった。ある日の U の鉛直プロファイルを図 2.3a に示す。JMA 全球解析とレーウィンゾンデの違いは 100hPa 以下では小さいが、(70hPa 以上の) 成層圏で



は両者は全く異なっている。一方、温度 (T) データは成層圏、上部対流圏ともに良い一致を示している (Fig. 2.3b)。JMA 全球解析の T は、少なくとも西太平洋においては、成層圏に至るまで信頼できるとみられる。

## 2.3 結果

### 2.3.1 風の場合

Fig. 1.6a は西太平洋 ( $135^{\circ}\text{E}$ ) の赤道上の 100hPa における U の時系列である。実線は JMA 全球解析を示し、\*印は近くにある Biak ( $1.18^{\circ}\text{S}$ ,  $136.12^{\circ}\text{E}$ ) のレーウィンゾンデ観測の値を示す。両方のデータで、東風から西風への急変がはっきりと認められる。継続的な東風が 1 月 10 日すぎから次第に強まり、1 月 25 日には  $30\text{m/s}$  となる。この直後にあたる 1 月 28 日から急に西風になり、2-3 日周期の変動を繰り返しながら西風は約 10 日間継続する。2 月 10 日以降は、しばらく U は弱い状態となる。1 月後半に数日間のうちに記録された風の変化は  $40\text{m/s}$  にも及んでいる。

下部成層圏の 70hPa においても U を調べた (Fig. 1.6b)。この高度では、先に述べたように JMA 客観解析データとレーウィンゾンデデータの差異を無視することができないため、レーウィンゾンデ観測のみを示すことにする。100hPa で急激な変化がみられた 1 月後半の 21 日から 24 日にかけて東風から西風への明らかな変化がみられる。17-20 日頃にも別の変化が見られるけれども。変化量は 21-24 日にかけてが一番大きく  $35\text{m/s}$  に達する。この種の顕著な変化は、50hPa のレーウィンゾンデの値にはみとめられない。Fig. 1.6c には同じ場所での 200hPa の U を示す。この 2 ヶ月の間には 100hPa でみられたような急変は見ることはできない。

Fig. 2.4 は、(100hPa 以下の) 全対流圏における 4 ヶ月の U の鉛直プロファイルを示す、西太平洋上  $0\text{N}, 135^{\circ}\text{E}$  での時間高度断面である。以下に示すように、MJO が卓越して対流圏高度いっぱい広がる深い構造を示している。12 月、特に 10 日以降には、東風が 200hPa 以高で強く、西風は 500hPa より下で続いている。1 月にはいと中旬まで、上部対流圏で東風が弱まり時々西風が現れるようになる。一方、下部対流圏では西風が弱まり時々東風が現れている。1 月後半から 2 月前半にかけて、200hPa 付近の上部対流圏で東風が再び強まり、下部対流圏では西風が卓越した。長い統計的解析から MJO においては 200hPa と 100hPa の位相差が小さいことが知られている (Madden and Julian 1972; 参考論文 4)。この期間には 1992 年 12 月までは 100hPa と 200hPa では変動のパターンは似ている。

しかし、1 月から 2 月、特に 1 月後半から 2 月はじめに 100hPa でみられる西風は様子が少し違っている。この西風は 100hPa で最もはっきりしているが、150hPa ではあまり明瞭でなくなり 200hPa では認めがたい (Fig. 1.6c も参照)。これらの事実から、100hPa で最も顕著と

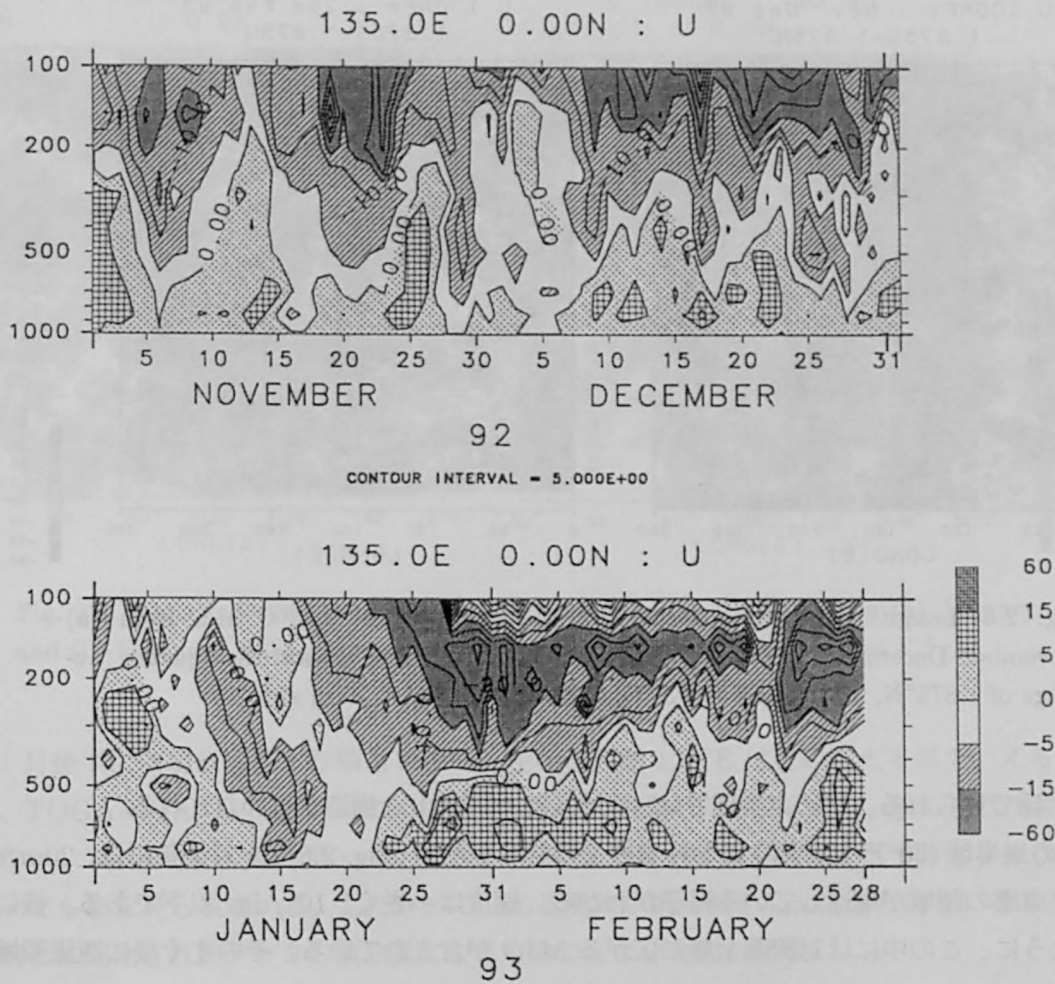


Fig. 2.4 Time-height (hPa) section of the zonal wind (unit  $\text{m s}^{-1}$ ) at  $0^\circ\text{N}$ ,  $135^\circ\text{E}$  from November 1992 to February 1993. Contour interval is  $5 \text{ m s}^{-1}$ .

なる局在した現象が起き、それが 70-150hPa に局在していたと考えられる。

次にこの顕著な現象の水平構造を調べた。Fig. 2.5 は赤道付近の U の分布 (1992 年 11 月から 1993 年 2 月) を示したものである。同じ経度での 3 点 ( $1.875^\circ\text{N}$ ,  $0^\circ\text{N}$ ,  $1.875^\circ\text{S}$ ) のデータを平均し、経度方向には平滑化は実施しなかった。対流圏最上部に当たる 100hPa では、時間平均された風の経度依存性が目立つ。特に、日付変更線の西側に当たる西太平洋では東風が顕著で、東側に当たる東太平洋では西風が顕著である。変動成分に関しては、あきらかな東進シグナルが図のいくつかの部分に見られる。1992 年 12 月には東進速度が約  $10\text{-}12^\circ/\text{day}$  で周期が 10 日よりやや長いシグナルを検出できる。これは、 $240^\circ\text{E}$  付近で最も顕著であるが  $100^\circ\text{E}$  を中心とする東半球でも検出できる。1,2 月には  $12^\circ/\text{day}$  以下の速度をもつ東進シグナルが両

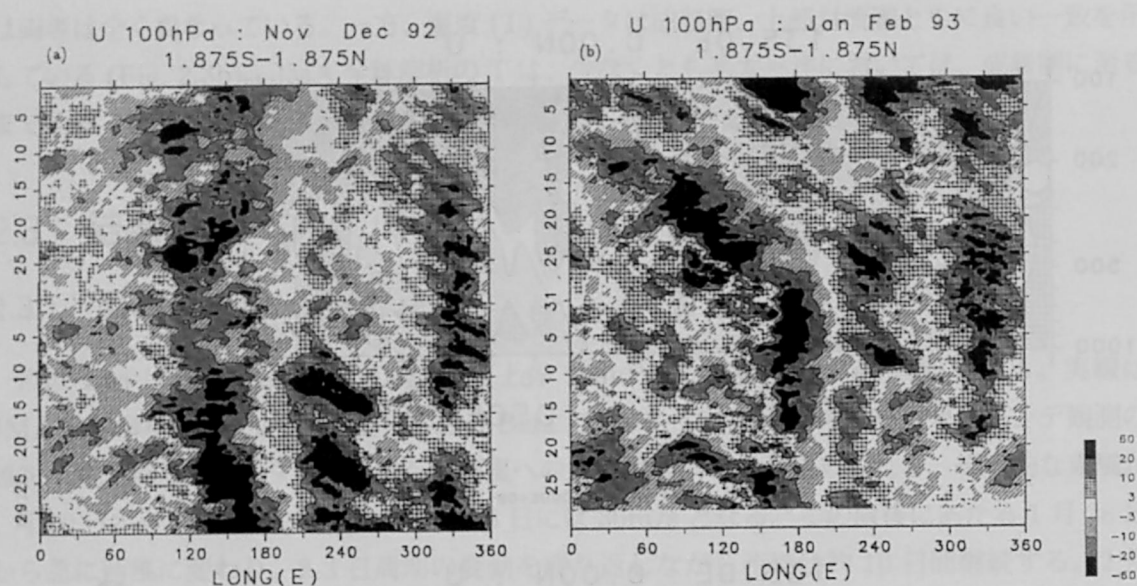


Fig. 2.5. Longitude( $^{\circ}$ E)-time section of the zonal wind at 100 hPa from (a) November–December 1992 and (b) January–February 1993 around the equator (average of  $1.875^{\circ}$ N,  $0.0^{\circ}$ N, and  $1.875^{\circ}$ S). Contour interval is  $10 \text{ m s}^{-1}$ .

(東西) 半球で見られる。特に東半球では、大きくてロバストな構造が見いだされる。

1,2月の東半球 ( $30^{\circ}\text{E}$ - $150^{\circ}\text{W}$ ) における構造の詳細を示す (Fig. 2.6)。1月中旬には、 $20\text{m/s}$  より強い東風の領域が東進している様子がわかる。速度は小さく、 $10^{\circ}/\text{day}$  以下である。後に述べるように、この中には対流圏全層に広がる MJO が含まれている。そのすぐ後に西風領域が西からやってくる。この西風は  $90^{\circ}\text{E}$ - $120^{\circ}\text{E}$  で最も顕著でその大きさは  $40\text{m/s}$  にもなる。東進速度は約  $12^{\circ}/\text{day}$  である。西風が大きな値をもっているインドネシアから西太平洋では東風から西風への変化が非常に急激である。よく似た事例が1月のはじめに見られるが、この時は規模はやや小さめであった。月初めには  $20\text{m/s}$  以上の東風領域が  $150$ - $180^{\circ}\text{E}$  に見られているが、1月6日頃に  $20\text{m/s}$  を超える強い西風領域がこの領域を東進してくる。その速度は  $10$ - $12^{\circ}/\text{day}$  であった。この事例では、1月後半と同じく、東風から西風への変化が急激であり、逆の変化は急激ではない。

2つの事例を比較すると、以下に示すように現象の見え方が経度によって異なることが、JMA 全球解析の品質に関する問題から生じるものでないことが示唆される。100hPa での格子点データの品質は高層観測の有無によって異なる。これは、より下層 (例えば、200hPa や 850hPa) のようには多くのデータが期待できないからである。したがって、ある現象がいつも同じ領域でのみ卓越しているなら、この現象の局在化が観測データが均等に分布していないことによるという可能性を考慮しなければならない。しかし、この2つの事例では、大きい変動が異なる経度帯で見られている。1月前半に大きなシグナルが見られた日付変更線の少し西で

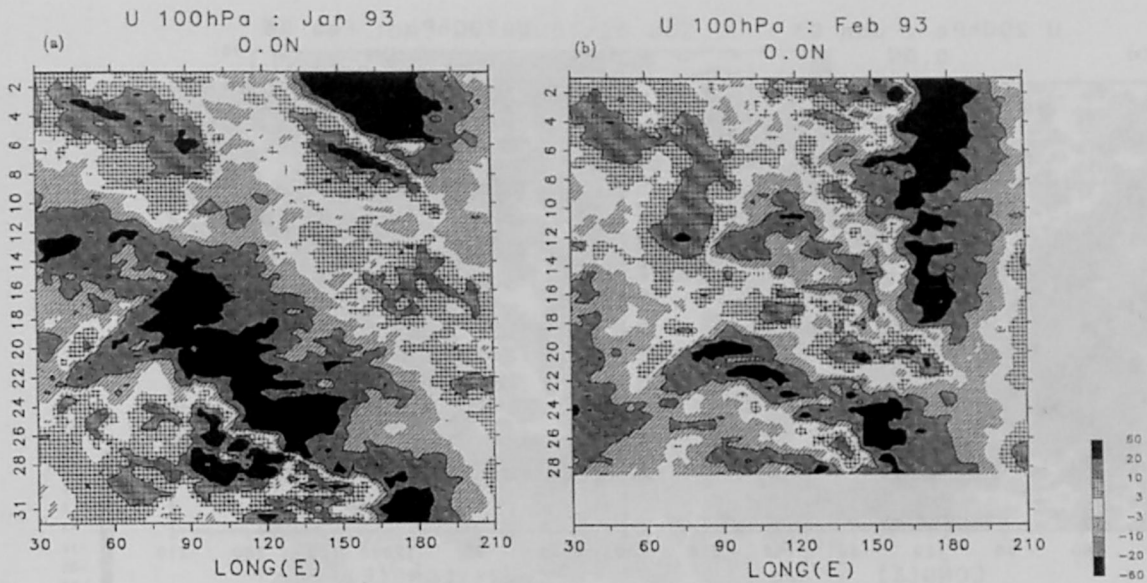


Fig. 2.6 Longitude( $^{\circ}$ E)-time section of the zonal wind at 100 hPa in (a) January and (b) February 1993 just along the equator. Contour interval is  $10 \text{ m s}^{-1}$ .

は、1月後半には現象はあまり顕著でない。逆のことが  $120^{\circ}\text{E}$  付近の西太平洋でいえる。さらに、TOGA COARE IOP にはこの領域では多くの観測があることから、前に述べたようにレーウィンゾンデとの比較を行っているが、JMA 全球解析でみられたシグナルはレーウィンゾンデでもまた見られている。したがって、ある現象が東西数千 km に限られていることは、客観解析に同化されたデータの数や質によるものではないと思われる。

2月にも、明らかな東進擾乱が図の中に認められる。西風領域が西太平洋 ( $90^{\circ}\text{E}$ - $180^{\circ}\text{E}$ ) を速度  $12^{\circ}/\text{day}$  で東進している (Fig. 2.6b)。この2月の東進シグナルをもつ現象では、規模の大きな場所こそ1月のように西太平洋の狭い経度帯に限られているが、規模の大きな場所で、東風から西風への変化が西風から東風への変化よりも急激であるという特徴は見られなかった。

対流圏の少し下の高度での東進シグナルを調べるために、200hPaでの経度時間断面を Fig. 2.7 に示す。図中のどこにも、100hPa でみられたような急激な  $U$  の変化は認められない。1月にはおだやかな東進シグナルが見られる。1月5日頃に  $30^{\circ}\text{E}$  付近にみられた西風領域は、一度  $120^{\circ}\text{E}$  付近ではっきりしなくなるものの、1月23日頃に  $210^{\circ}\text{E}$  付近まで達する。この西風は 100hPa (Fig. 2.6) でもよく似た日付および経度に見えている。それに続いて、200hPa では東風が広い領域にみられるようになり、1月の終わりには  $150^{\circ}\text{E}$  に達する。200hPa でのこの東風領域は 100hPa とはずいぶん違っているようである。

高度方向の差異をさらにはっきりさせるために、Fig. 2.8 にこの現象の鉛直構造を示す。この図は 1月25日および28日におけるインド洋から中央太平洋の領域の経度高度断面である。



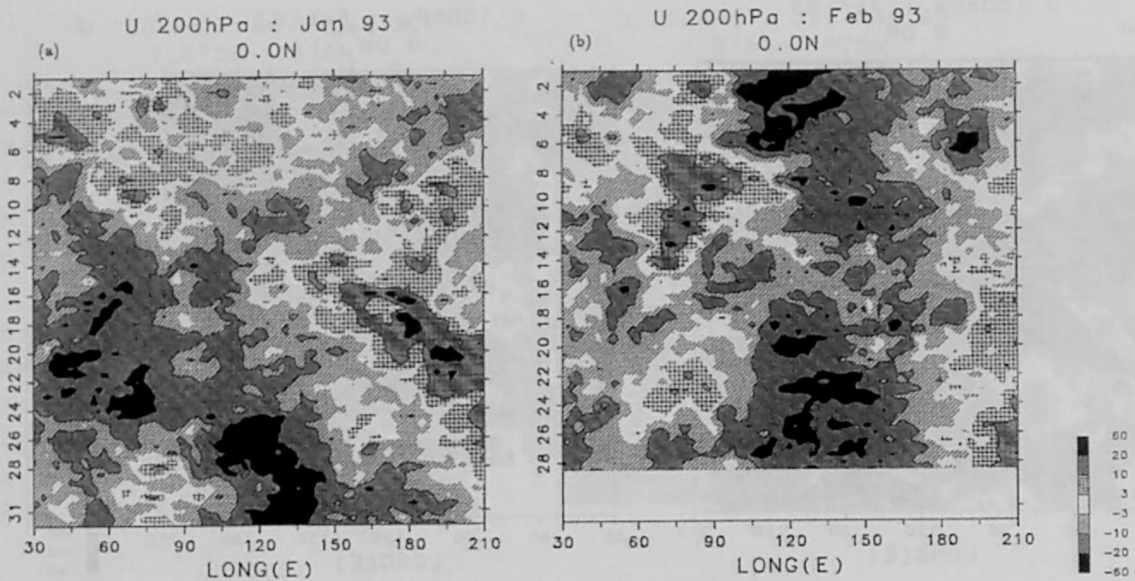


Fig. 2.7 Same as Fig. 2.6 except for 200 hPa.

1月25日には、MJOに伴う深い東西セルがはっきりと見られる (Fig. 2.7の経度時間断面も参照)。下部対流圏でUの収束があり上部対流圏で発散があることから、140°E付近で上昇流がある可能性が大きい。850-700hPa付近と200hPa付近では、このセルは東インド洋までつながった構造をもっている。この深いセルとは別に、顕著な東西収束が110°E付近の100hPaでみられる。この収束は150hPaでもみられるが、その規模ははるかに小さい。この収束と同期した構造はそれより下の対流圏では見ることができない。1月28日には、下部対流圏の収束と上部対流圏の発散は日付変更線付近に達している。一方、鉛直方向に狭い100hPa付近の東西収束は150°E付近に達している。両者の間には連続した位相構造は認められず、100hPaの顕著なUの東西収束はMJOの一部であるようには見えない。

さらに、1月初旬のもうひとつの現象では、100hPa付近での鉛直に狭い現象とMJOの位相関係は、先に述べた1月後半のものとは異なっている (Fig. 2.4を参照)。100hPaの強い西風は1月後半の事例では200hPaでの東風の発生のしばらく後に起きているが、1月はじめの事例では100hPaの西風は (この経度ではあまり大きくないものの) 1月3日ごろに強くなっており、この日には200hPaの東風はもう見えなくなっている。これらのことから、位相構造においては、100hPa周辺に局在する現象はMJOとは直接には関係ないと思われる。

次に、100hPaにおけるこの現象が緯度方向にどの程度広がっているかを Fig. 2.9 に示す。この現象自体は赤道対称で、緯度10°を超えて広がっている。しかし、5m/sよりも大きい西風は赤道からわずか5°以内にある。Fig. 2.6に相当する経度時間断面を5.6°Sと5.6°Nで描いてみたが、東風から西風への急変はこれらの緯度ではあまりはっきりしなかった。この点に

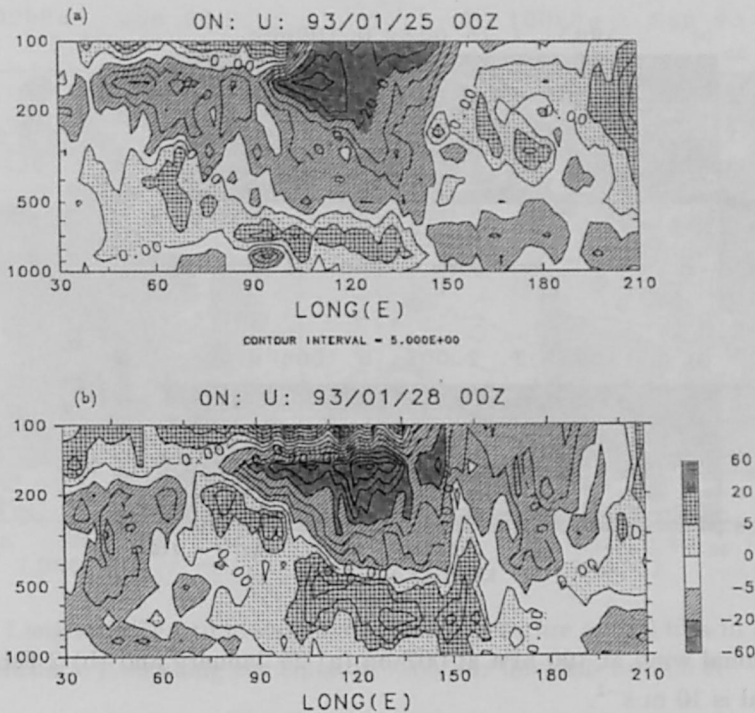


Fig. 2.8 Longitude( $^{\circ}$ E)-height(hPa) section of the zonal wind (unit  $\text{m s}^{-1}$ ) on (a)25 January and (b) 28 January along the equator. Contour interval is  $5 \text{ m s}^{-1}$ .

については、3.4.4 節でさらに詳しく論ずることとする。

以上の3例(1月初め、1月後半、2月20日頃)に共通してみられる特徴は以下の通りである。(i) 圏界面付近で鉛直に浅いシグナルが東進している。(ii) 東進シグナルは赤道の半周程度の広がりをもつが、その規模が大きいところは、東インド洋から日付変更線付近までのうち  $30\text{--}60^{\circ}$  ほどの領域に限られている。シグナルの大きい経度は、事例ごとに異なっている。(iii) (2月の事例を除き) 東風から西風への変化が、その逆よりも急激である。

類似の解析を南北風についても行ってみたが、明瞭な東進は見られなかった。このことおよび U には東進がみられることから、これらの現象はケルビン波の性質をもっていることが示唆される。

### 2.3.2 温度場

Fig. 2.2 は  $100\text{hPa}$  における  $0^{\circ}\text{N}, 135^{\circ}\text{E}$  での JMA 全球解析、および Biak のレーウィンゾンデ観測結果による T の時系列を示している。U でみられたのと同様なシグナルが見つかるかどうかを調べた。JMA 客観解析においては、1月5日以降 T は  $-80^{\circ}\text{C}$  以下で推移し、1月24日には  $-87^{\circ}\text{C}$  となった。この直後、T は数度の変動を示しながら急上昇し、1月27日

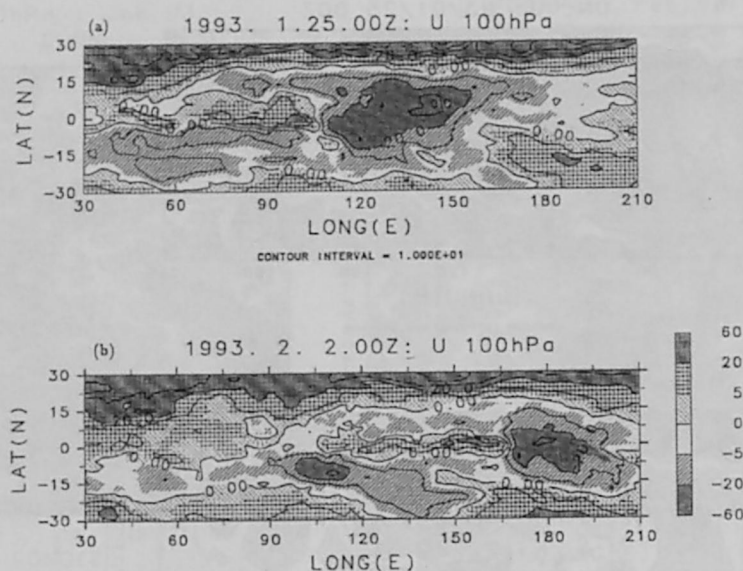


Fig. 2.9 The zonal wind at 100 hPa at 00Z on (a) 25 January and (b) 2 February. Contour interval is  $10 \text{ m s}^{-1}$ .

には  $-80^\circ\text{C}$  よりも高くなった。この図を見ると、1月後半の昇温は、その前後の降温よりもずっと急激であることがわかる。この点での昇温は、東風から西風への急変よりも約3日早く起きていることがわかる (Fig. 1.6a 参照)。

次に、T の水平構造を調べた。T のシグナルはある期間には大きな日変化を示している (Fig. 2.2)。等値線図には時間的に平滑したデータを示すことにし、12時間ごとにならんだ3つの連続したデータを平均した (重み関数 1,2,1)。

Fig. 2.10 に 100hPa での T の経度時間断面を示す。U と同様な東進シグナルが見られる。さらに、1月はじめの日付変更線のすぐ西や、1月後半の  $100\text{--}120^\circ\text{E}$  付近に、急激な昇温がみられる。両方の事例で、Fig. 2.6 での U とこの図の T を比べると、急激な昇温は、西風への急変よりも約3日早いことがわかる。シグナルが大きい経度は U と T でほぼ一致している。2月20日頃には U は明瞭な東進シグナルを示していたが、T ではあまりはっきりしない。

T では、よく似たシグナルが JMA 客観解析の成層圏最下高度である 70hPa でも認められる。T については、少なくとも TOGA COARE 領域で 70hPa の客観解析値も信頼できるとみられる。Fig. 2.11a と 2.11b は 70hPa での T の経度時間断面である。70hPa でも東進シグナルは容易に検出可能であるが、100hPa よりもより短い周期のシグナルもまた卓越している。例えば、2月後半には周期 7-10 日をもつ東進シグナル (速度  $15^\circ/\text{day}$ ) がみられる。この種のシグナルは 100hPa ではあまり卓越していなかった。

1月の変動もまたやや複雑である。10日以下の時間スケールをもつ変動も卓越しているか



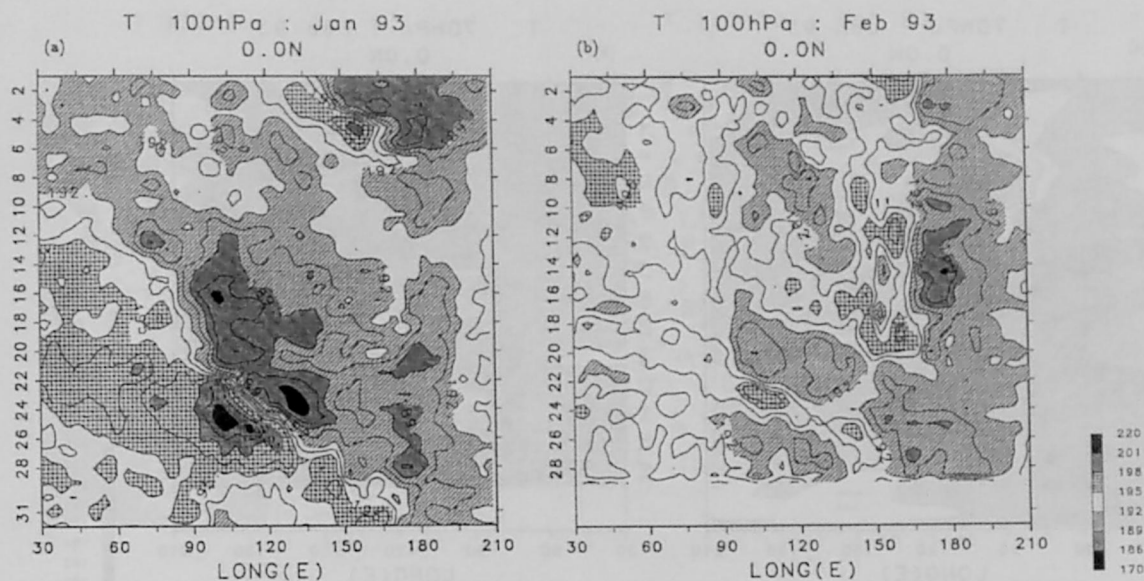


Fig. 2.10 Longitude( $^{\circ}$ E)-time section of the temperature at 100 hPa in (a) January and (b) February 1993 along the equator. Contour intervals are 1.5 K.

らである。特に明瞭な昇温が、100hPa とほぼ同じ場所、つまり1月はじめの日付変更線の少し西と1月終盤の120 $^{\circ}$ E 付近でみられる。135 $^{\circ}$ E での昇温の日付は、100hPa よりも少し前の1月17日頃である。もし、シグナルが順調に下降しているとすれば、シグナルの下降速度は、数百 m/day である。しかし、この図をもう少し注意深く調べると、高温域は(120 $^{\circ}$ E 付近の1月16日と22日付近の)2カ所に分かれていることがわかる。成層圏では、100hPa よりも短周期変動が卓越していることを示唆している。

Fig. 2.11c と 2.11d は、150hPa の断面を示している。100hPa と比べてシグナルの規模はずっと小さく、位相構造もはっきりしない。しかし、1月後半にはかろうじて位相構造を見いだすことができる。135 $^{\circ}$ E 付近では、昇温が1月31日か2月1日頃に起きているようである。このことから、対流圏内でも位相が下降していることがわかる。200hPa では、明瞭な位相構造を見いだすことはできない(図は示さず)。以上述べてきたように、70-150hPa では位相は数百 m/day で下降している。この速度は同じ時期にインドネシアの Bandung でレーウィンゾンデ観測によって観測された値をほぼ同じである (Shimizu and Tsuda 1997)。1月初旬の現象では、下降位相速度は少し速いように見えるが、この両者における位相速度の差異は有意であるとまではいえない。

高度場では、100hPa においても U や T ほど東進シグナルは明瞭ではなかった。鉛直構造は大きく違って、圏界面付近に局在する構造ははっきりとは認められなかった(図は示さず)。



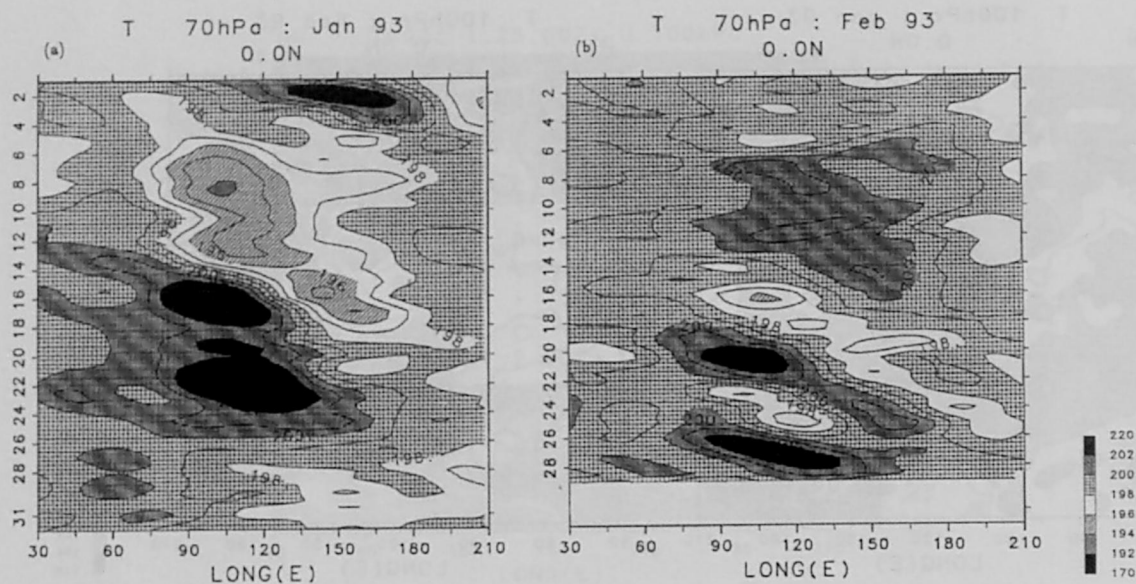


Fig. 2.11 Same as Fig. 2.10 except for (i) 70 hPa (Contour interval 1 K) in (a) January and (b) February and (ii) 150 hPa (interval 1 K) in (c) January and (d) February.

## 2.4 議論

この解析で見つかった圏界面付近における顕著な東進擾乱は、エネルギー源を対流圏にもつ赤道捕捉ケルビン波であると考えられる。理由は以下の通りである。

- 東西風 (U) と温度 (T) のシグナルが東進する。
- 南北風にはシグナルはほとんど見られない。
- 位相が下降する。
- T の位相が U の位相よりも少し早い。昇温が西風強化よりも少し前に起きる。

これらの構造の特徴は、Parker (1973) や Tsuda et al. (1994) に似ている。Shimizu and Tsuda (1997) は、この解析と同じ期間に Bandung (7°S, 107°E) でレーウィンゾンデ観測を行った。彼らは1-2月に圏界面付近で周期が約10-20日で、位相が下降する波動を検出した。彼らの見いだした波はこの解析のものと同じであると思われる。彼らの使ったデータは鉛直間隔が150mなので、鉛直方向の位相伝播や高度方向の現象の広がりが見えやすい。Bandungでの彼らの解析で見いだされたUとTのシグナルは、対流圏ではその地点付近のJMA全球解析のものと同じである。Bandungのレーウィンゾンデ観測の値は客観解析データ作成には使われていないことから、この一致はJMA客観解析の結果が信頼できるものであることを強

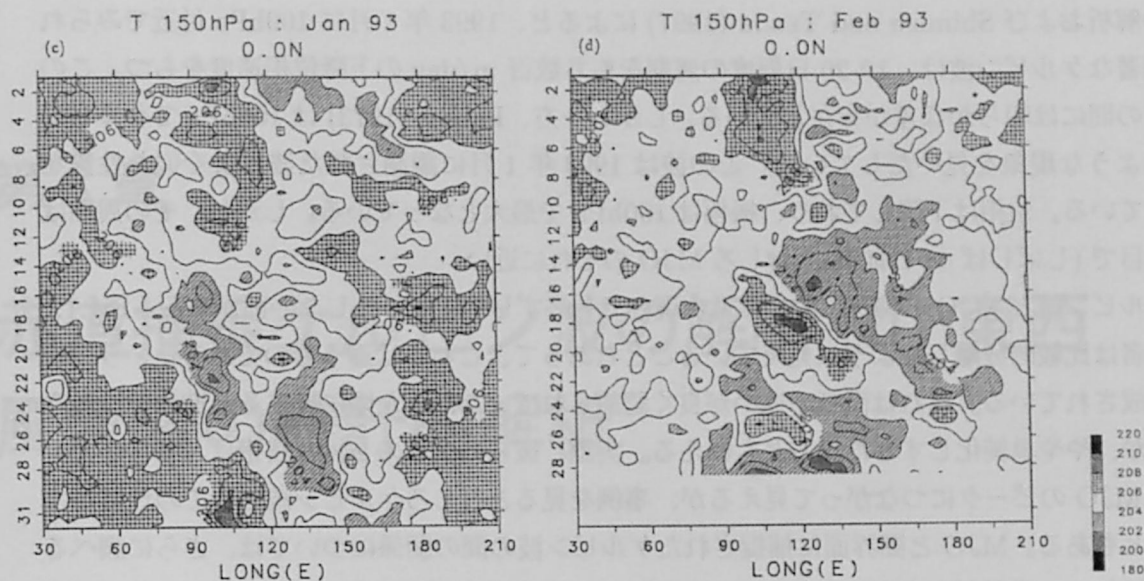


Fig. 2.11 (continued)

く示唆していると思われる。

以後は、これらの波動が内部ケルビン波であるとして議論を進めていくことにする。この解析での新しい点は以下の通りである。(i) 波の振幅が大きくなる経度帯が、西太平洋の経度数十度に限られていること、(ii) 波の形が正弦波型からずれていること。西風への変化が東風への変化よりずっと劇的である。

西太平洋に限られた経度帯でのみケルビン波が増幅している直接の理由をはっきりしないが、西太平洋からインドネシア付近での次に述べる2つの要因が増幅に関係しているとみられる。ひとつには、この領域で積雲活動が活発であるということである。積雲活動は赤道波の主なエネルギー源のひとつであると考えられている。100hPa は積雲活動にとっても近いので、積雲活動における東西コントラストが成層圏以上に波動の活動の東西コントラストに影響しているものとみられる。もうひとつの要因は、この領域の上部対流圏で卓越している東風である (Murakami and Wang 1993)。ケルビン波は東風域でより有効にエネルギーを上方伝播できる (Shiotani and Horinouchi 1993) ので、波のエネルギーは西半球、特に西風が卓越している東太平洋より容易に圏界面付近に到達できるのではないかと考えられる。

ともかくいったんケルビン波が増幅したら、波の周期が長くて局所時間変化が小さいために、非線形効果が波の力学に大きな影響を与える。もし周期が25日であり、波数が1で、振幅が20m/sであると仮定すると、局所時間変化と移流項の大きさの比は約1である。この非線形効果については、次章で統計的解析の結果を示すことにする。

MJO は統計的に、100hPa を含む対流圏最上部でも卓越している (Madden and Julian 1972)。変動の周期は通常30-60日で300hPaより上で鉛直位相伝播はほとんどない。一方、

この解析および Shimizu and Tsuda (1997) によると、1993年1月に100hPa付近でみられた顕著なケルビン波は、10-20日程度の周期をもち数百 m/day の下降位相速度をもつ。この両者の間には明らかな差が存在している。しかし一方、Parker (1973) は100hPaでケルビン波のような現象を見いだしている。この波は1993年1月に観測された波とよく似た性質をもっている。位相は下降しており、振幅は100hPaで最大となっている。しかし、その周期は長い目で(しばしば40日前後)、むしろMJOのそれに近い。

ケルビン波とMJOの関係については、現在でも必ずしもすっきりしない面がある。Fig.1.1で両者は比較的分離したように見えていることもあって、これらは違うものであるという認識が形成されている。これは両者の違いが良く認識されていなかった頃に比べると進歩ではあるのだが、やや単純化しすぎた見方ともいえる。実際、彼らの図版の20-30日帯はどちらかというMJOのピークにつながって見えるが、事例を見るとむしろケルビン波としての性質が強いこともある。MJOと圏界面に捕捉されたケルビン波の間関係については、さらに調べる必要がある。両者が完全に独立なものか、あるいは時々融合して混合モードをなしているのかはまだ確かであるとは言えない。

## 2.5 この章のまとめ

TOGA COARE IOPに当たる1992年11月から1993年2月にかけてのJMA全球解析を用いて、赤道圏界面付近の大規模東進擾乱を解析した。この擾乱は1993年1-2月に3回出現したが、エネルギーが上方伝播する赤道捕捉内部ケルビン波であると考えられる。位相速度は約 $12^{\circ}/\text{day}$ で周期は西太平洋で20日あまりであった。振幅が大きいのは70-150hPaの間だけで、波の位相は下方伝播していた。このケルビン波を既知の赤道域(のほぼ)東進する擾乱と比べると、その周期は下部成層圏(30-70hPa)で見られるケルビン波よりも長く、対流圏で卓越しているMJOよりも短かった。

(特に1月にみられた)波は以下の2つの顕著な特徴をもっていた。(i) 波の振幅は西太平洋周辺の $30-60^{\circ}$ の経度でのみ大きい。(ii) 東風から西風への変化が逆よりもより急激である。

成層圏への波のエネルギーが流入する圏界面付近で15日以上周期をもつ波の振幅が大きな経度差をもっていることを見いだしたことになる。この事実は一点だけ、または小さな地域に限られた波動エネルギーの観測が、帯状平均の波動エネルギーフラックスの見積もりには不十分であることを示している。

## 第3章

# 赤道捕捉ケルビン波の解析 (II): 東西風急変の統計的解析

### 3.1 はじめに

前章では、1993 年 1-2 月に見いだされた圏界面付近でのケルビン波の大振幅とその領域における突っ立ちを詳しく述べた。圏界面領域の波の研究は、この領域が対流圏の波源から近接した領域にあること、風の鉛直および水平シアや静的安定度の鉛直変化が大きいことから、波動力学として興味深い。また、波の突っ立ちによって起こりうる大きな風のシアや波の破碎は大規模な混合過程をもたらすと思われる (Fujiwara et al. 1998, 2003 および Fujiwara and Takahashi 2001) ので、この研究はまた熱帯圏界面領域の輸送の問題という観点からも興味深い。ケルビン波の振幅分布についてのその後の研究については、次節で紹介する。この章では波の突っ立ちに焦点を絞り、その統計的季節、経度分布を明らかにする。

### 3.2 ケルビン波活動度の時空間分布

鈴木と塩谷によって行われたケルビン波活動度の時空間分布の解析 (鈴木 2002, Suzuki and Shiotani 2005, Suzuki and Shiotani 2007) は、前章で述べた事例解析と当章で述べる突っ立ちの統計を結ぶ重要な研究であるので、この節でその内容を詳しく紹介したい。前章ではケルビン波活動度が一定の経度域に局在していることがわかったため、その時空間分布を調べることにした。しかし、この高度でのケルビン波は位相速度は比較的定まっているものの、東西波数 (以下、この章では“波数”) と周波数は非常に幅広く広がっているため、特定の波数、周期を取り出すフィルターではうまく取り出すことができなかった。2 章の研究を行った当時、いくつかのフィルターを試してみたが、なかなかうまくケルビン波を包括的に取り出すことができないために、統計に持ち込むことができなかった。

ところが、Wheeler and Kiladis (1999) が示したフィルタリング手法は、技術的には従来のスペクトル解析手法しか用いないのに、その運用を巧妙にすることによって赤道波の抽出を容易にできる画期的な提案であった。彼らは、積雲活動を代表する外向赤外放射 (OLR) を用いてスペクトル解析を行った。まず、赤道対称と反対称モードのシグナルを分離したのち、それぞれのモードに対して時空間スペクトル解析を行って (手法は例えば Hayashi 1971)、東進、西進に分離した時空間スペクトルを計算した。

このようにして得られたスペクトルは、低周波数・低波数のほうで大きな値をもつレッドノイズが卓越して、周波数、波数空間の原点付近にピークをもつようなややゆがんだ形をした山のように見えるだけである。ここから、バックグラウンドに当たるノイズと、特定の波数、周波数をもつ波を分離するために、この分布に平滑化を施すことによってバックグラウンドを求めようとして、波数、周波数方向に 1-2-1 の重み関数で表される平滑化を多数回実施した。そして、各周波数、波数において、バックグラウンドとの比を求めて図版にすることで、MJO を含む様々な波動モードを鮮明に分離した。赤道波に対応するモードは、ある等価深度での浅水波分散関係式で説明されるようであった。この図版は、Takayabu (1994) が示したものと類似であったが、バックグラウンドに対する比で表示したため、その結果表現は相当明解なものとなった。この図版では各波動が認められる領域は明瞭であるから、その領域を構成するフーリエ成分だけで構成される時系列を作成すれば、それはその波動モードを表しており、またその分散値を計算すれば波動の活動度となる。

ケルビン波は、Wheeler and Kiladis (1999) では対称モードの東進部分のみに現れ、等価深度 8-90m (位相速度で 9-30m/s) で囲まれる細長い領域に含まれていた (Fig.1.1)。Wheeler et al. (2000) では、この時系列に基づいて、ケルビン波の分散が最大となっている  $0^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}\text{E}$  で積雲活動が最も活発になる時期を同定し、客観解析データも合わせ用いたコンポジットを示した。それによると、積雲活動と関係の強い圏界面付近のシグナルが明瞭に示されている。ただし、図版をよく見ると、圏界面付近の東西風の値はせいぜい 2-3m/s 以下となっており、2章で見られた 20m/s 近い振幅とはずいぶん差がある。これは、それぞれのケルビン波ごとに圏界面付近の位相構造が大きく変化しているためにコンポジットで小さく表現されたか、あるいは積雲活動と直接関係していないケルビン波が相当な部分を占めるのか、いずれにしてもこの図版で圏界面付近のケルビン波が表現されきれているのか疑問を残す形となっている。

ともあれ、彼らの開発した手法により、ケルビン波のシグナルを明瞭に取り出すことができるようになり、ケルビン波の活動度を系統的に調べることへの道が開けた。この手法を圏界面付近のケルビン波にはじめて適用したのが鈴木と塩谷である。彼らは、各高度における東西風 (U) と温度 (T) の時空間スペクトルを Wheeler and Kiladis (1999) の方法を用いて作成し、また分散によって活動度の評価を行っている。用いたデータは、次節で述べる ERA-40 を含む複数の客観解析データである。U がもつ赤道対称成分の時空間スペクトルは、Wheeler and Kiladis (1999) による OLR のスペクトルと類似しているが、やや等価深度の大きいほ



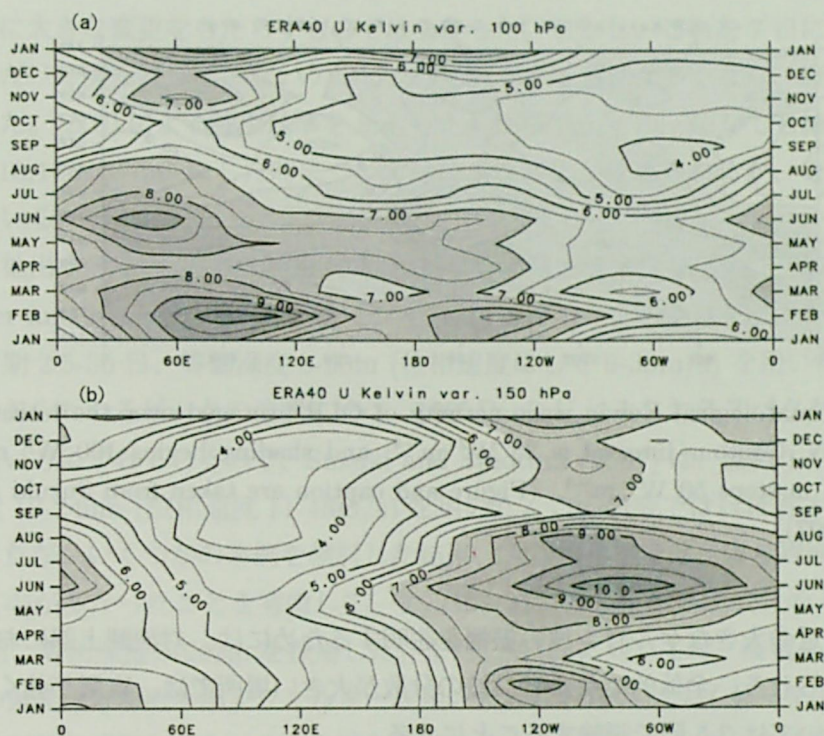


Fig. 3.1 (a) Climatological Kelvin wave activity defined as the square amplitude of zonal wind at 100 hPa averaged over the latitudes of 5°S-5°N. Contour interval is 2.5  $\text{m}^2 \text{s}^{-4}$ , and shading begins 10  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$  incremented in steps 5.0  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ . (b) As in upper panel except for at 150 hPa. (Figure and caption are taken from Suzuki and Shiotani (2007))

うへの広がりをもつ。これは OLR のシグナルに比べてやや速い位相速度を持つものが多いことを示している。ケルビン波に当たる波数周波数領域でフィルターされた U の分散の経度時間断面が Fig. 3.1 である。圈界面に一番近い 100hPa の結果 (Fig. 3.1a) を見ると、東半球 (0°E-180°E) で分散が大きくなっており、西半球は一般に分散が小さいが北半球の冬だけ分散が大きい経度帯があるようである。2 章で記述した大振幅のケルビン波がみられた 100°E-160°E の 1-2 月は、この分散が大きい領域に含まれていることがわかる。

積雲活動におけるケルビン波との関係が注目される。OLR での分散は、Fig. 3.2 で示される。緯度方向の広がり敏感で、緯度平均の範囲を変えることで図版はかなり変わるのだが、全般的に見て、OLR の分散が大きいところで 100hPa における U の分散が大きいという対応はあまりよく見えない。150hPa における U の分散 (Fig. 3.1b) は、100hPa とは逆に西半球のほうが東半球よりもずっと大きくなっている。圈界面付近では 2 章で示されたように位相が下方伝播するため、内部ケルビン波のエネルギーは上方伝播していると考えられる。圈界面直下の 150-100hPa での増幅率は、東半球ではとても大きく、逆に西半球では減衰気味であるこ



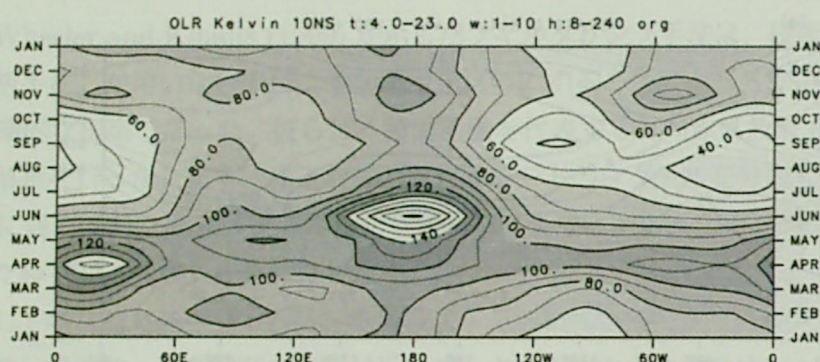


Fig. 3.2 Climatological Kelvin wave activity of OLR averaged over the latitudes of  $10^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{N}$ . Contour interval is  $25 \text{ W}^2 \text{ m}^{-4}$ , and shading begins  $100 \text{ W}^2 \text{ m}^{-4}$  incremented in steps  $50 \text{ W}^2 \text{ m}^{-4}$ . (Figure and caption are taken from Suzuki and Shiotani (2007))

とから、圏界面付近の大きなケルビン波の振幅を説明するためには、対流圏上部における増幅が重要であると見られる。全体的にケルビン波の分散が大きい場所では、東風が強くなっていた。この関係については 3.5 節で議論することにする。

### 3.3 データと解析手法

1979-2001 年の期間における水平 2.5 度および 6 時間の解像度をもつヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) 作成の ERA-40 全球再解析データを用いる。波の突っ立ちは正弦波形からのずれを伴うものであるから、単純なスペクトル解析などで客観的に抽出することは難しい。また、小さい振幅での突っ立ちがあったとしても他の小規模現象との切り分けも容易でない。ここでは、前章で述べたような大振幅での顕著な突っ立ちのみを扱うことにする。すべての突っ立ちを網羅して検出することはできないが、まずは大規模な突っ立ちがどの場所でどの程度起こるのかを知ることは今後その機構を研究する際にも有効であるし、物質混合などに大きな影響を与える事例の発生しやすい場所や季節を明示できるという意味もある。

前章で述べたような突っ立ったケルビン波に伴う  $U$  の急変は数日のスケールをもつので、5 日程度のスケールでの  $U$  の急変を同定することを試みた。それぞれの格子点において、まず日平均を計算した後、連続した 5 日で  $U$  を線形回帰することによって変化率  $\Delta U (\text{m/s/day})$  を求めた。 $|\Delta U|$  の極大が  $8 \text{ m/s/day}$  以上の事例を、今後は急激な変化のあるものとみなす。事例の抽出が、ケルビン波のような特定の波に関するフィルタリングを行っていない、単純な日平均データについて行われているということは大事な点である。

抽出方法に対して結果がロバストかを確かめるために、抽出法をいくつか変更して実験した。変化率の計算を 5 日から 3 日に変えると、小規模現象によるものを誤って拾う事例は増加

したが、結果に大きな変更をもたらすものではなかった。しかし、これを7日にすると、単に振幅が大きいだけで突っ立っていないケルビン波を抽出する事例が多くなり、突っ立ちの抽出は難しくなった。 $|\Delta U|$  による抽出基準を 8m/s/day から 7m/s/day にしても結論に大きな変更はない。9,10,11m/s/day にした時については有意な変化が認められるが、これについては次節に示している。

特定の波を抽出するために、100hPa の  $U$  に適した切断パラメタを用いた周波数波数フィルター (Wheeler and Kiladis 1999 でデザインされた) を用いた。彼らは OLR データに対して波数 1-14, 周期 2.5-30 日、等価深度 8-90m (位相速度にして 9-30m/s) を用いたが、OLR のスペクトルにあらわれるピークの位置に比べ、100hPa の  $U$  にみられるスペクトルでは、位相速度がやや速い方にずれているので、Suzuki and Shiotani (2007) は、波数 1-12, 周期 2.5-22 日、等価深度 12-240m (位相速度 11-48m/s) を用いた。この研究ではほぼ鈴木の用いたカットオフに準じたが、いくつかの事例を検討した結果、大振幅事例では、より周期が長く比較的速度の遅いものが多かったことを考慮して、ケルビン波に対しては東風成分のみで波数 1-12, 周期 2.5-30 日、等価深度 8-240m を採用した。また、MJO に対しては、波数 1-12 をもち、周期 30-96 日の東進成分を取り出すフィルターを用いた。これらのパラメタを少しずつ変えながら結果の主要部分が変わらないことを確かめている。ただし、突っ立ちを観測した事例では周期が 20 日以上であることも多いので、ケルビン波に対してはこの周期帯は含んだほうが良いと思われる。

## 3.4 結果

### 3.4.1 例

Fig. 3.3 は赤道上 100hPa での急変の 3 つの代表的な事例の経度時間断面を示している。Fig. 3.3 の彩色は、3.3 節で定義された  $\Delta U$  を示している。Fig. 3.3a は特に大きな経度方向の広がりをもった 1987 年 3 月後半の事例を示す。10m/s 以上の東風が 3 月 12 日の 10-40°E 付近で見られるが、3 月 25 日には 160°E 付近まで移動している。それに続く 10m/s 以上の西風は 3 月 21 日には 40°E 付近にあるが 3 月 26 日には 140°E 付近まで移動している。この 2 つの領域の間で、その中央付近に少しとぎれている部分があるものの、 $\Delta U$  の大きな正の値が広い経度範囲で認められる。Fig. 3.3b は、前章でとりあげた 1993 年 1 月後半の事例である。異なる客観解析であるこの ERA-40 においても、ほぼ同様の増幅と突っ立ちが、1 月 23-27 日の 100-140°E 付近にみられる。この例については、前章に詳しく解析されている。Fig. 3.3c は典型的な広がりと速度をもっていた 1998 年 1 月後半の事例を示す。 $U$  の急増は 1 月 8-13 日に 150°E-160°W 付近にみられ、この領域は東進している。ケルビン波に伴うこれらの  $U$  の急変を、この解析では“突っ立ったケルビン波”として解釈することにする。



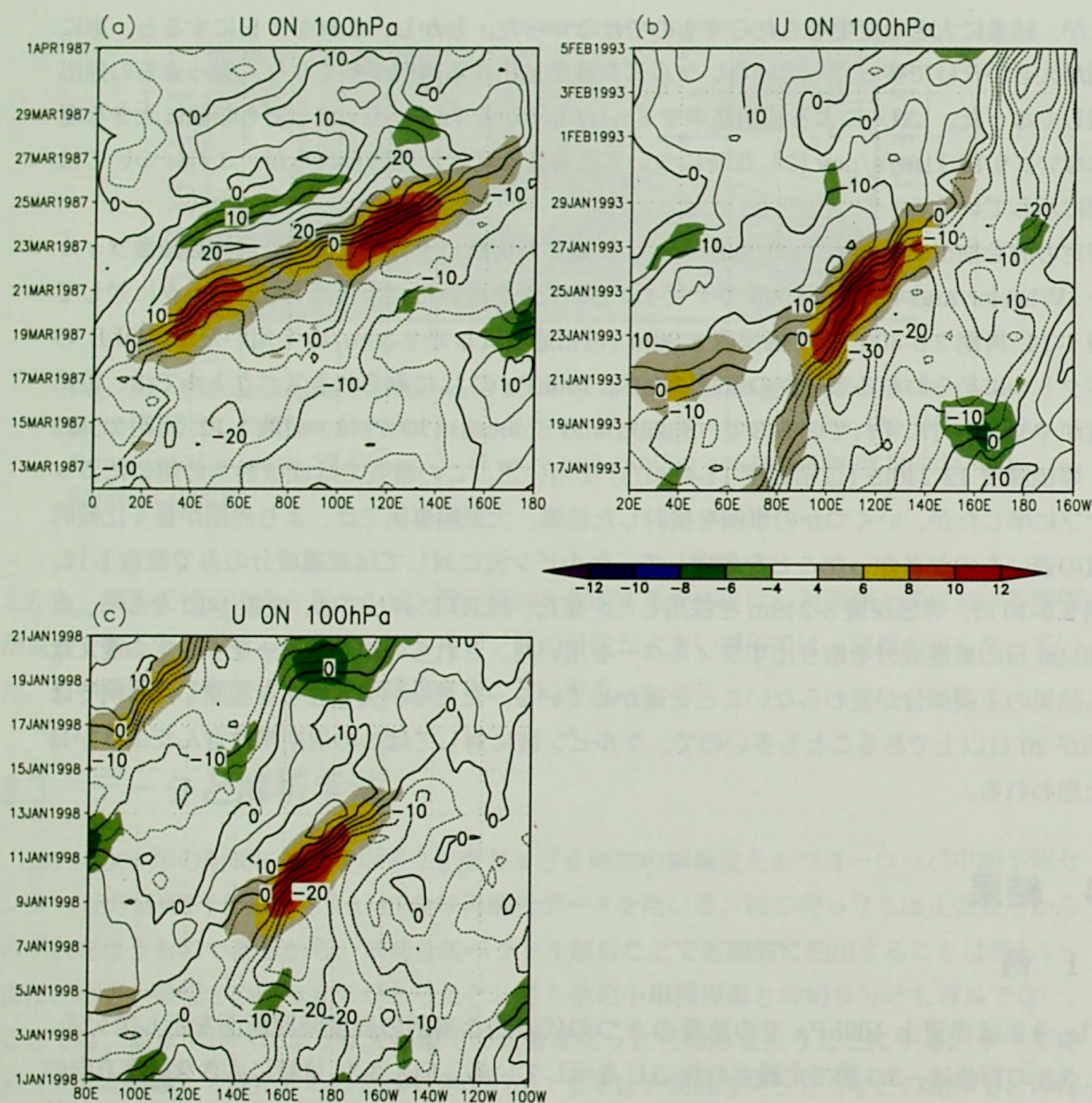


Fig. 3.3 Examples of Kelvin waves distorted from a sinusoidal form: longitude-time section along the equator at 100 hPa. Contours show the zonal wind ( $\text{m s}^{-1}$ ); the contour interval is  $5 \text{ m s}^{-1}$  and the easterly flow is shown by dashed lines. The color scale shows  $\Delta U$  ( $\text{m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ ); see the text for the definition of  $\Delta U$ . (a) Case for March 1987, (b) case for January 1993 and (c) case for January 1998.

### 3.4.2 TypeU+ と TypeU-の経度季節分布

2.1 節で説明したように、非線形波動の理論からはケルビン波の突っ立ちは東風から西風への急変という形をとることが予想される。最初に、U の急増 (TypeU+) が、U の急減



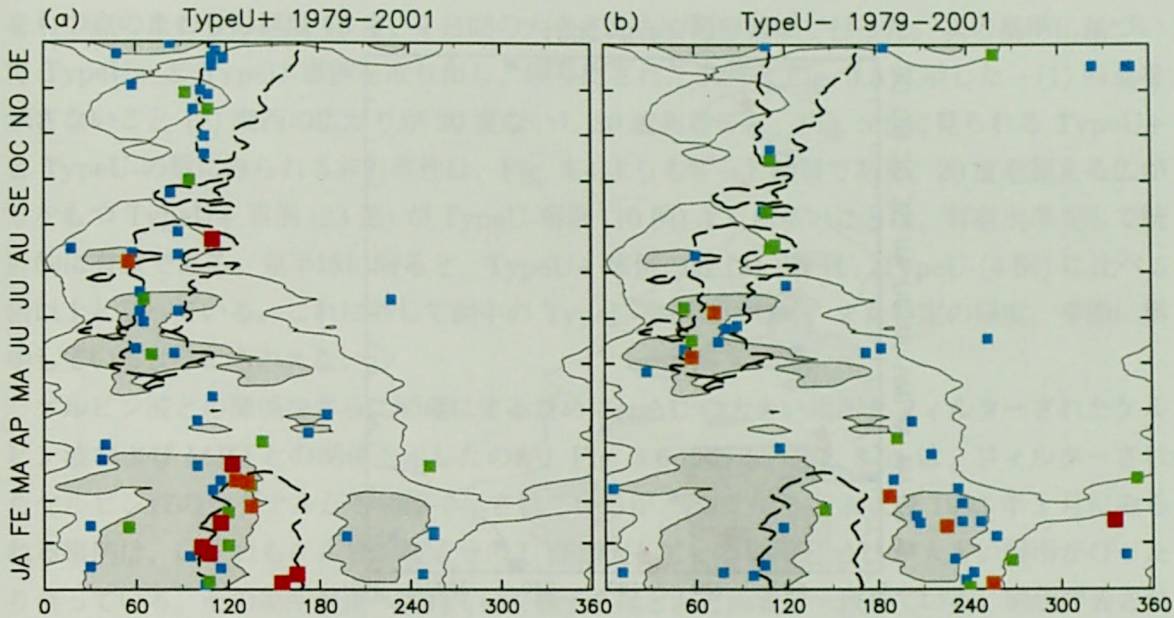


Fig. 3.4 Longitude( $^{\circ}$ E)-time distribution of cases with a rapid transition in U along the equator at 100 hPa during the period 1979–2001. (a) Cases with a rapid increase in U (TypeU+ events) and (b) those with a rapid decrease in U (TypeU- events). Blue squares represent cases with  $|\Delta U|$  in excess of  $8 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ ; green squares indicate more than  $9 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ ; orange indicate more than  $10 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ ; and red indicate more than  $11 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ . Solid lines represent Kelvin wave variance of 11 and  $14 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ , and the shaded region represents variance of greater than  $14 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . The area surrounded by the thick dashed line indicates the strong easterly flow ( $< -10 \text{ m s}^{-1}$ ) in the climatological U at the level.

(TypeU-) よりも頻繁に起こるかどうかを調べることにする (Fig. 3.4)。 $\Delta U$  が  $8 \text{ m/s/day}$  を超える日・経度のうち、経度 200 度、時間 21 日以内にそれより大きい値がないものを取り出すことによって得られる独立な TypeU+ を選定した。また同様の方法で、TypeU- を選んだ。23 年の観測で 67 例の TypeU+ と 55 例の TypeU- 事例を見いだした。Fig. 3.4 の 2 枚の図を見比べてみると、東半球では TypeU+ 事例が TypeU- 事例よりもずっと多いことがわかる。詳しく見ると、TypeU+ 事例の優勢は、11-3 月で明瞭である一方、6-8 月には両者の数はあまり変わらない。図の中で最も目立つ特徴は、1-3 月の  $90^{\circ}\text{E}$ - $180^{\circ}\text{E}$  に TypeU+ 事例が集中していることである。TypeU+ 事例と TypeU- 事例の数にみられる非対称は特に顕著な事例 ( $|\Delta U| > 10 \text{ m/s/day}$  となるもので、Fig. 3.4 に橙と赤色で示されている) だけを見ると、さらに明瞭である。一方、北半球の冬における西半球では、TypeU- 事例の数が TypeU+ 事例の数を上回っている。

急激な変化の発生とケルビン波の活動度との関係を調べた。Fig. 3.4 には 23 年間平均のフィルターされたケルビン波の分散が合わせて示されている。これは鈴木 (2002) および



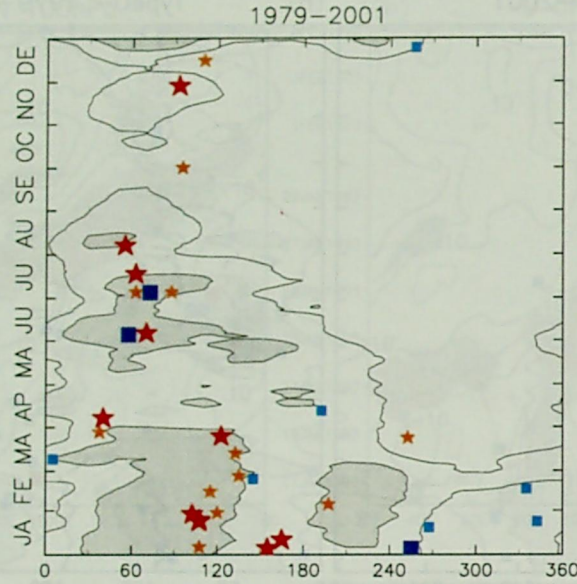


Fig. 3.5 Longitude(°E)-time distribution of cases with large zonal extent and eastward movement of the rapid transition region. Orange and red stars indicate TypeU+ events with zonal extent greater than  $20^\circ$  and  $30^\circ$ , respectively. Light blue and dark blue squares represent TypeU- events with zonal extent greater than  $20^\circ$  and  $30^\circ$ , respectively. See text for details of the criteria used in the selection of events. Solid lines indicate Kelvin wave variance of 11 and  $14 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ , and the shaded region represents variance of greater than  $14 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ .

Suzuki and Shiotani (2005) によって最初に示されたものである。図の中で、TypeU+ および TypeU- 事例の分布は、大きく見るとケルビン波分散の大きいところに含まれている。急激な変化には、ケルビン波活動度が大きいということが大きな役割を果たしていると思われる。ケルビン波の分散が大きい領域は東風基本風 (Fig. 3.4 に破線で表示) と良い関係を示す。東風基本風、ケルビン波活動度、および急激な変化の間の関係を 3.5 節で議論する。

### 3.4.3 TypeU+ と TypeU- 事例の形態にみられる差異

さまざまな事例を調べていくうちに、Fig. 3.3 で示したような、急変場所が大きく広がって、しかも東進の性質をもっているものは、TypeU+ に多いことがわかった。この点に注目して、TypeU+ と TypeU- 事例の差異を記述する。

Fig. 3.4 に記されたそれぞれの事例について、急激な変化を示す領域の経度的広がりとお東進の性質を調べた。 $|\Delta U|$  が  $7 \text{ m/s/day}$  よりも大きい格子点の数をもって、急激な変化の領域の定義とする。急変場所の伝播方向を調べるために、 $|\Delta U|$  が  $5 \text{ m/s/day}$  を超える領域のそれぞれの経度に対して最大の  $|\Delta U|$  を示す日付を線形回帰した。これらの手続きは、最大の  $|\Delta U|$

をもつ点のまわりの経度 75 度、9 日間の大きさをもつ箱形領域で行った。次の基準に基づいて TypeU+ と TypeU- 事例を取り出し、取り出された事例を Fig. 3.5 に示した—(1) 西進を示さないこと (2) 東西の広がり が 20 度ないし 30 度あること。Fig. 3.5 に見られる TypeU+ と TypeU- の数にみられる非対称性は、Fig. 3.4 よりもずっと顕著である。20 度を超える広がりをもつ TypeU+ 事例 (23 例) が TypeU- 事例 (10 例) よりも多いことは、有意水準 5% で統計的に有意である。東半球に限ると、TypeU+ 事例の数 (21 例) は、TypeU- (4 例) に比べ 5 倍以上となっている。これに対して図中の TypeU- 事例は少なく、また特定の経度、季節に集中しているようにもみえない。

ケルビン波との関係をさらに明確にするために、 $\Delta U$  の大きい場所とフィルターされたケルビン波および MJO との関係を示したのが、Fig. 3.6 である。Fig. 3.6a は、フィルターされたケルビン波のシグナルが等値線で示されているが、1987 年 3 月および 1993 年 1 月にみられる事例は、いずれもケルビン波成分の  $U$  が増大している場所と  $\Delta U$  が大きい場所がぴったり合っている。その場所が東へずれていく様子もほとんど両者で一致している。彩色で表されている  $\Delta U$  は、フィルターされていない日平均の時系列に対して計算されており、特にケルビン波だけを取り出すフィルターを通した時系列から求められたものではないので、この一致は  $U$  の急変がケルビン波と関係が強いことを示唆している。東進するもうひとつの顕著な現象である MJO との関係を見ると (Fig. 3.6b)、1993 年 1 月前半に日付変更線付近で見られる事例では MJO シグナルでの  $U$  の増加場所と  $\Delta U$  が大きな正の値を示す場所があっているが、1993 年 1 月後半のものでは、MJO の東風極値位置に  $\Delta U$  の大きい場所があり、MJO による  $U$  の増加が  $\Delta U$  の大きな正の値を作っているようにはみえない。また、1987 年 3 月の例では、MJO とは速度が全く異なっている。

この関係をさらにはっきりさせるために、それぞれの事例において最大の  $|\Delta U|$  を示す日に、 $\Delta U$  をフィルターされたケルビン波の変化率 ( $\Delta U_{\text{KEL}}$ ) と比較することによって、ケルビン波が観測された急激な変化の主な実体であることを示す解析もおこなった。67 例の TypeU+ 事例のすべての中央部分で  $\Delta U_{\text{KEL}}$  が正の値を示すという顕著な結果となった。このことは、ケルビン波と TypeU+ 事例の密接な関係を示す。なぜなら、もしケルビン波が急激な増加と関係なければ、予想される正の  $\Delta U_{\text{KEL}}$  の割合は 50% 程度になるはずだからである。さらにフィルターされた MJO の変化率 ( $\Delta U_{\text{MJO}}$ ) を計算した。約 78% の TypeU+ 事例がその中央領域で正の  $\Delta U_{\text{MJO}}$  を示した。この割合は 100% となっていたケルビン波の割合よりもずっと低くなっている。さらに、 $U$  の急激な変化を示す領域の移動速度は、ほとんどの事例で MJO の平均的な速度よりもケルビン波のそれに近かった。いくつかの事例は、MJO によって起こされているかもしれないし、ケルビン波と MJO の重ね合わせによって大きな規模の  $\Delta U$  がもたらされているかもしれないが、ケルビン波との関係は MJO との関係よりもずっと強いと考えられる。



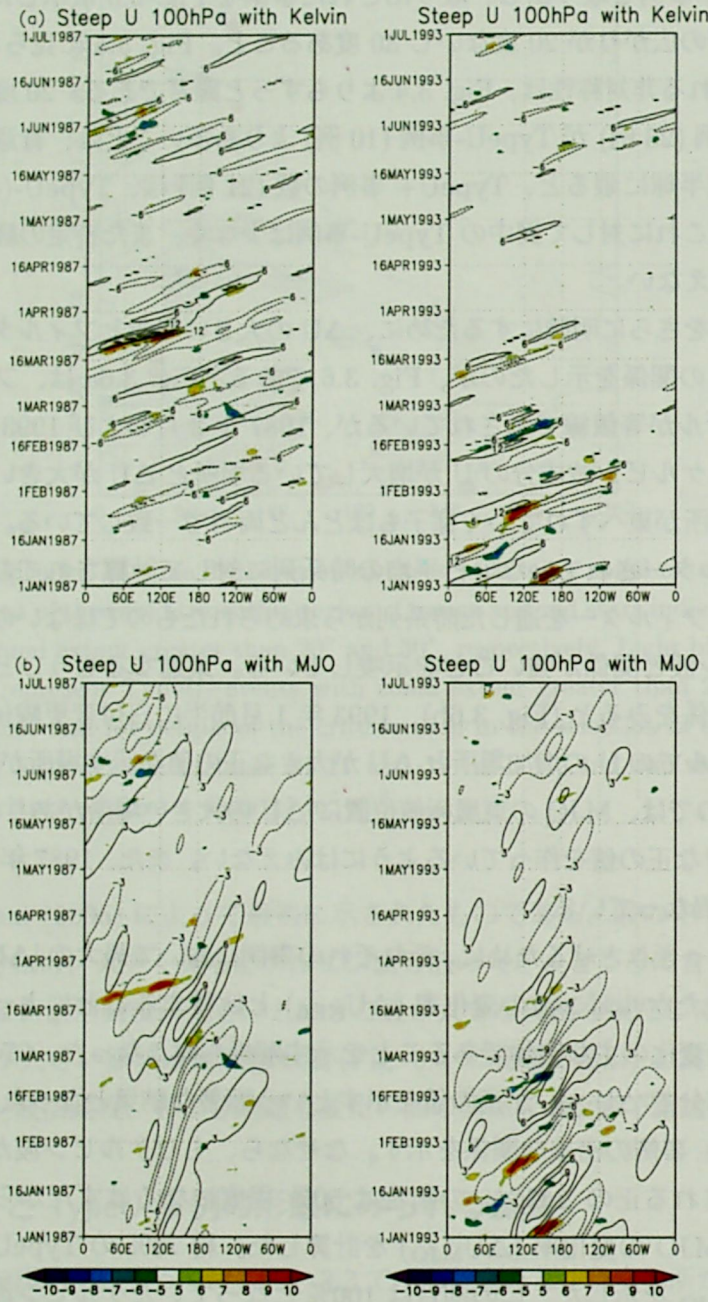


Fig. 3.6 Longitude-time sections of  $\Delta U$  at  $0^\circ\text{N}$  during (a) January-June 1987 and January-June 1993 (m  $\text{s}^{-1}$  day $^{-1}$ ).  $\Delta U$  is shown by colors. Filtered (a) Kelvin wave and (b) MJO are shown with contours. Contour levels are  $-18, -12, -6, 6, 12, 18$  (m  $\text{s}^{-1}$ ) in (a) and  $-9, -6, -3, 3, 6, 9$  (m  $\text{s}^{-1}$ ) in (b). Dashed line indicates the negative value.

### 3.4.4 突っ立ったケルビン波の緯度構造

ケルビン波に伴う TypeU+ 事例にみられるひとつの興味深い特徴は、その緯度構造である (Fig. 3.7)。正の U を示す領域は、負の領域よりもずっと赤道付近に局在している。Fig. 3.7a, 3.7c, 3.7e は赤道における U と  $10^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{S}$  帯で平均された U の差を示した経度時間断面である。これらの事例は、Fig. 3.3 で取り上げたものと同じ経度、期間を示している。これらの図で正および負となる差異の極値は、Fig. 3.3 の西風および東風域にそれぞれ見られる。差異の規模は波の西風領域 (1987 年 3 月 25 日の  $120^{\circ}\text{E}$ , 1993 年 1 月 27 日の  $110^{\circ}\text{E}$ , 1998 年 1 月 13 日の  $180^{\circ}\text{E}$  付近で最も顕著) で、それより先に現れる東風領域での負の値よりもずっと規模が大きくなっている。この差異の意味を明確にするために、差異が最大となる日における U の水平分布を Fig. 3.7b, 3.7d, 3.7f に示す。(b) では  $90^{\circ}\text{E}$ - $130^{\circ}\text{E}$  にみられる西風領域の広がり、 $150^{\circ}\text{E}$ - $180^{\circ}\text{E}$  にみられる東風領域の緯度方向への広がりよりずっと狭くなっている。(d) では、 $130^{\circ}\text{E}$ - $150^{\circ}\text{E}$  付近には南北に広い東風が広がっているのに対し、西風の強い場所は  $95^{\circ}\text{E}$ - $120^{\circ}\text{E}$  付近を見ると赤道から  $5^{\circ}$  以内に局在している。Fig. 2.9b にみられるようにこの西風域は 2 月 2 日頃にはさらに狭くて東西に細長い形態になっている。Fig. 3.7f の事例でも程度こそ弱いものの、ほぼ同様の構造がみられる。西風域のほうは赤道方向により局在化しているという特徴は、大きな  $\Delta U$  ( $10\text{m/s/day}$  以上) をもつ TypeU+ 事例のほとんどで確認される。この緯度方向の構造にみられる非対称はおそらく非線形過程かケルビン波の一部に他の波動が重なっていることによって起きるのではないかと考えているが、その機構の詳細は今後の研究の課題である。増幅したケルビン波を解析する際には、緯度方向の構造に注意を払う必要がある。

### 3.4.5 急激な変化の高度分布

最後に、TypeU+ と TypeU- の数にみられる非対称が、圏界面付近に局在していることを示す。Fig. 3.8 は、30 度の経度帯ごとの、U にみられる急激な変化の度数である。100hPa においては (Fig. 3.8b)、TypeU+ は  $90^{\circ}\text{E}$ - $120^{\circ}\text{E}$  で最大となっている (Fig. 3.4 も参照)。この領域では、TypeU+ の数は TypeU- の 2 倍以上になっている。これに対して、西半球では TypeU+ はとても少なく、また TypeU- よりも少なくなっている。

これより下の高度では、経度分布は相当異なっている。200hPa (Fig. 3.8d) では、TypeU+、TypeU- ともに西半球で多数がみられ、 $120^{\circ}\text{W}$ - $90^{\circ}\text{W}$  でみられるピークは 100hPa の東半球でみられた TypeU+ のピークの倍以上となっている。これに対して 100hPa で多くの TypeU+ 事例が検出された東半球では、事例の数は 100hPa よりもずっと少なくなっている。200hPa の観測で興味深いことは、100hPa と異なって、TypeU+ と TypeU- 事例の数がすべての経



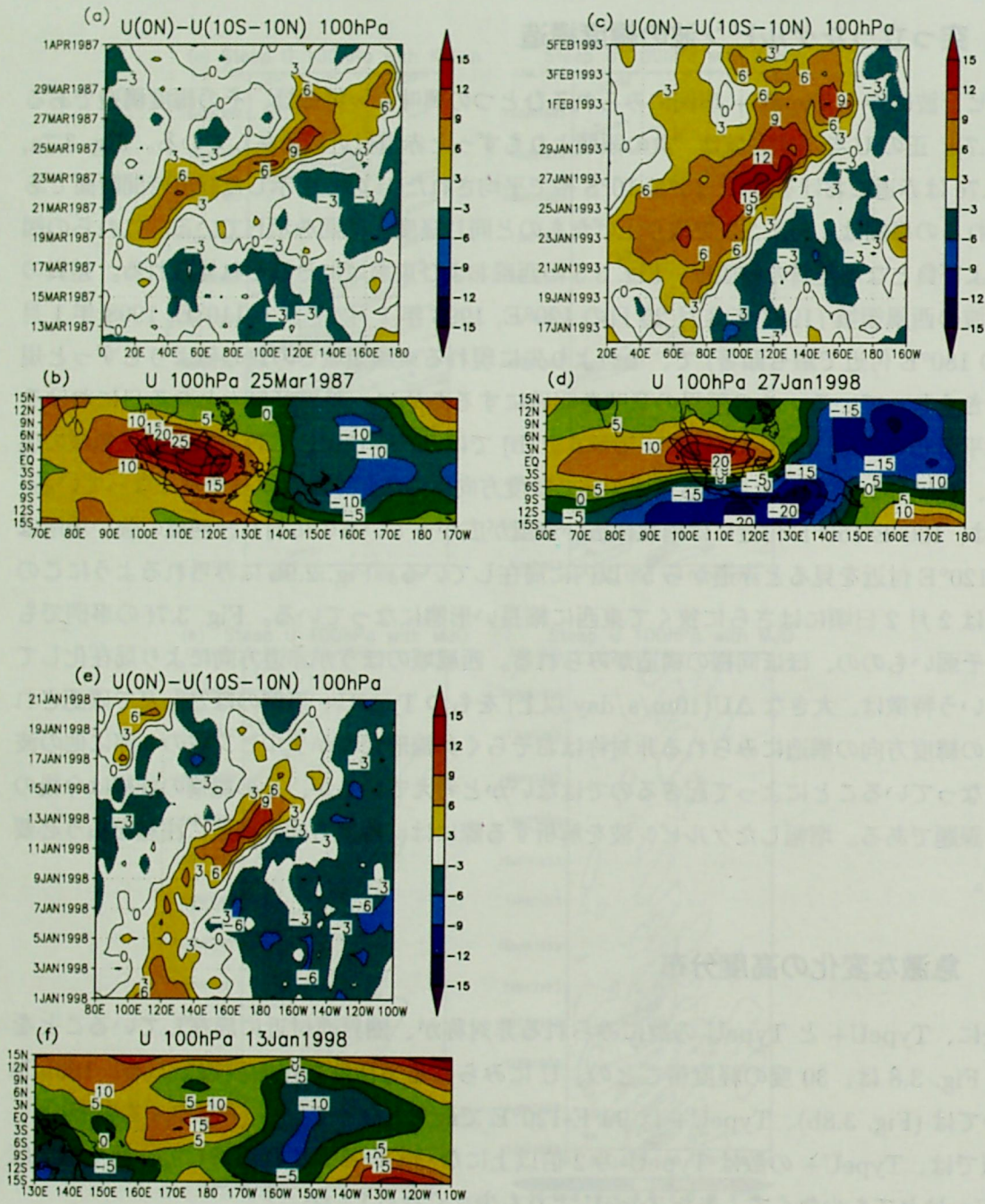


Fig. 3.7 (a) Longitude-time section of the difference between U along the equator and averaged U within 10°S-10°N ( $\text{m s}^{-1}$ ) at 100 hPa for the case of late March 1987. Contour interval is 3  $\text{m s}^{-1}$ . (b) Map of U at 100 hPa on 25 March 1987. Contour interval is 5  $\text{m s}^{-1}$ . (c) Same as (a) except for the case of late January 1993. (d) Same as (b) except for 27 January 1993. (e) Same as (a) except for the case of mid January 1998. (f) Same as (b) except for 13 January 1998



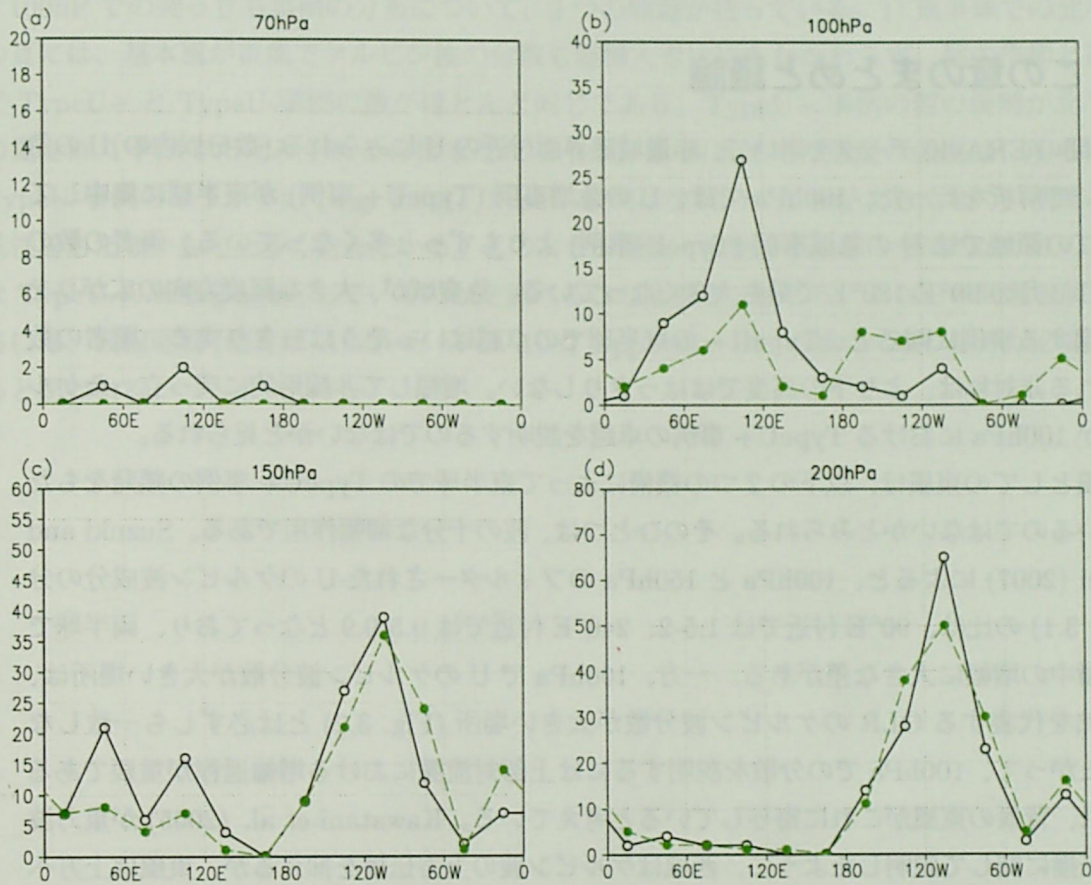


Fig. 3.8 Longitudinal distribution of the number of cases with rapid transition (a) at 70 hPa, (b) at 100 hPa, (c) at 150 hPa, and (b) at 200 hPa. The black solid line shows the number of TypeU+ events, and the green dashed line shows the number of TypeU- events.

度帯でほとんど同じであるということである。150hPa では (Fig. 3.8c)、特徴は 100hPa と 200hPa の中間である。東半球では 100hPa と同様に TypeU+ 事例の数が TypeU- 事例よりも多いが、総数は 200hPa と同じように西半球で多い。70hPa では (Fig. 3.8a)、TypeU+ の優勢が見られるが、その数はごくわずかである。

高度による差異は、波源からの距離を反映している可能性がある。200hPa は突っ立ちが形成されるには波源に近すぎるが、100hPa 面は 200hPa の 4km も上になるので、励起源を出てから密度減少の効果などによって増幅され、突っ立つまでの十分な時間経過があるのかもしれない。また別の可能性は、200hPa はまだ励起源の中にあり、自由波の力学がこの高度には適用されないということである。この原因については、今後の研究が必要である。

### 3.5 この章のまとめと議論

23年間の ERA-40 データを用いて、赤道域圏界面付近の U にみられる (数日以内の) U の急変について解析を行った。100hPa では、U の急増事例 (TypeU+ 事例) が東半球に集中していて、この領域では U の急減事例 (TypeU-事例) よりもずっと多くなっている。両者の数の差は、11-3 月の 90°E-180°E で最も大きくなっている。急変域が、大きな経度方向の広がりをもち東進する事例に限ると、TypeU+ の東半球での卓越はいつそうはつきりする。両者の数にみられる非対称は、より下の高度でははっきりしない。増幅して非線形的に突っ立ったケルビン波が 100hPa における TypeU+ 事例の卓越を説明するのではないかと見られる。

背景風としての東風は、以下の 2 つの機構によって東半球での TypeU+ 事例の頻発をもたらしているのではないかとみられる。そのひとつは、波の十分な増幅作用である。Suzuki and Shiotani (2007) によると、100hPa と 150hPa のフィルターされた U のケルビン波成分の分散 (Fig. 3.1) の比は、90°E 付近では 1.5-2、240°E 付近では 0.5-0.9 となっており、両半球で上方伝播中の増幅に大きな差がある。一方、100hPa で U のケルビン波分散が大きい場所は、積雲加熱を代表する OLR のケルビン波分散が大きい場所 (Fig. 3.2) とは必ずしも一致しない。したがって、100hPa での分散を説明するには上部対流圏における増幅過程が重要であるとみられ、背景の東風がこれに寄与していると考えている。Kawatani et al. (2005) が重力波の鉛直伝播に関して説明したように、西風はケルビン波の上方伝播を抑えるが、東風は上方への伝播を可能にする。主に東半球にみられる背景東風域で、密度の減少や安定度の増大によって増幅が起きているのではないと思われるが、増幅が著しいことを考えると、背景風の経度方向の変化など付加的な要素を考える必要があるのかもしれない。

ふたつめは、大きな“本来の位相速度” ( $C_{INT}$ ) である。100hPa でのケルビン波は 10-30m/s の比較的一定の対地面位相速度をもっている (Suzuki and Shiotani 2005)。背景風が弱い対流圏中下層では、波源となる積雲活動域の“地面に対する位相速度”が小さな経度・季節変化しか示さない (Wheeler and Kiladis 1999)。しかし、上部対流圏は背景風速が大きい。時に 20m/s にもおよぶ強い背景東風はそこで大きな  $C_{INT}$  をもたらすと考えられる。3.1 節で示したような方程式にしたがう系では、大きな  $C_{INT}$  が、波の振幅が  $C_{INT}$  とほとんど同じになった時に起きるとみられる砕波より前に、大きな振幅をもつ突っ立ちの存在を可能にすると思われる。

今後の観測的発展として興味深いのは、鉛直方向の微細構造である。ケルビン波の突っ立ちは、2 章で見たように温度場においてもみられる。GPS 掩蔽法による温度データ (例えば Tsai et al. 2004, Randel and Wu 2005) は、とても高い鉛直分解能をもっていることから、全球解析データよりはるかに正確に、温度の鉛直構造を捉えることができるとともに、波の増幅している高度も正確に同定できる。

100hP での突っ立ち事例の分布について、2つの問題が残っている。1) 東半球での北半球の夏には、基本風が東風でケルビン波の分散も結構大きいにもかかわらず、他の季節と違って TypeU+ と TypeU-事例の数がほとんど同じである。TypeU+ 事例の数の優勢が北半球の夏を除く季節でだけみられるのはなぜだろうか。2) 西半球での急変の頻度は、明らかに TypeU-事例のほうが多い (Fig. 3.8a)。TypeU-事例は空間的広がりが大きくなり、明瞭な東進性をもたないものを多く含んでいる。どのような擾乱・波動が西半球の空間的広がり小さな TypeU-の卓越をもたらしているのかを調べることは重要であろう。これらの問題を解決するには、波線理論 (例えば Andrews et al. 1987 Appendix 4A) に基づく取り組みが必要であると思われる。



## 第4章

# メソスケール雲クラスター内の鉛直流の解析

### 4.1 はじめに

前章までは圏界面付近に局在したケルビン波について論じてきた。このケルビン波がどのようにして増幅し、また突っ立ちに至ったのかを議論するためには、波の伝播経路の同定とともに、その励起源についての正確な知識が必要である。しかし、1章で述べたように、主な励起源となる積雲クラスター内の加熱分布やそれによって起こる鉛直流がどのように分布しているかは、必ずしもよくわかっていない。ここでは、メソスケール雲クラスター内部での加熱および鉛直流生成原因を正確に把握することが、波動励起源の正確な記述につながると考え、雲クラスター内部の鉛直流の直接観測を行った結果を示す。以下の結果からたちどころに大規模波動の波源につながる知見が得られるという訳にはいかないが、雲クラスター内で起きている過程を知る重要な手がかりのひとつが得られたと考えている。インドネシアのスマトラ島西部 (0.2°S, 100.32°E) に設置された VHF ドップラーレーダーである赤道大気レーダー (EAR) は、高い時間 (3 分) および高度 (150m) 分解能での鉛直流 (W) 観測を可能にした。この章では、EAR の観測データを用いて、メソスケール雲クラスターの層状降水域における W の鉛直構造にみられる興味深い特徴を記述する。

熱帯域の大規模擾乱の波源となる積雲活動は、多くの場合、組織化されていて、10-1000km スケールをもつメソスケール雲システムとして存在している (Houze, 1993, 第9章)。その形態によって分類が行われており、ある特徴をもった線状システムをスコールライン、比較的円形のものをクラスターと呼ぶことが多いが、実のところ熱帯域の雲システムは複雑で、これらの単語は、統一した基準によるはっきりした分類を与えているとはいえない。しかし、雲システム全体としてあらためて観察してみると、積乱雲を主体とする深い対流が雲システムの中に無秩序に散在していることは多くなく、1カ所ではないにせよ深い対流が集中的に存在する対

流降水部分と、対流からのアウトフローに当たる部分に当たるいわゆるアンビル（金床雲）を中心とする層状降水部分、さらにはそれから時に数百 km のスケールに広がる無降水の薄い雲域に当たる巻雲部分に分けられることが知られている。単に後者の層状降水部分と巻雲部分を総称して層状雲部分ということもあるが、活発な潜熱解放が行われている前者と、（特に熱帯では）放射と蒸発が過程の中心である後者はずいぶん異なるので、ここではあえて分類することにする。この章で扱う雲システムは、線状というよりは比較的円形に近い 100km 程度のスケールをもったシステムであるため、今後、雲クラスターと呼ぶことにする。また、主に解析する領域は層状降水部分である。

メソスケール雲クラスターにおける降水部分のうち、乱層雲からの降水を中心とした層状降水域がその領域の大半を占める。層状降水領域からの降雨は弱いものの、その面積が大きく降雨が長時間におよぶため、全降水に占める割合は大きく、熱帯では約 40% にもおよぶ (Schumacher and Houze 2003)。そこでの鉛直流は、乱層雲内の力学と物理に密接に関係している。その力学の包括的な議論は Houze (1993) の 6 章に詳しい。乱層雲中の鉛直流は以下のメカニズムによって作られると見られている：(1) 層状降水域においても依然として浮力を持っている古い対流セル、(2) 水の相変化に伴う潜熱の解放（例えば Houze 1989, Hobbs et al. 1980）、(3) 対流降水領域で励起され層状降水領域に伝播してきた重力波 (Pandya and Durran 1996)、(4) 放射の効果 (Churchill and House, 1991)。今回観測されたシステムにおけるこれらの過程の役割については、4.4 節で議論する。一方、鉛直流は雲内の降水粒子を保持することから、その大きさは乱層雲の大きさや寿命に影響を与える。上昇流が凝結粒子の重力落下をするのを妨げることが、雲内における粒子の滞在を長くして、その成長を促している。このように、鉛直流は雲力学において本質的役割を果たしていて、その重要性は広く認識されている。

多くの先行研究が乱層雲内の代表的な  $W$  の値を調べている。Houze (1989) は過去の観測的研究の結果を集めて、対流降水領域と層状降水領域での平均的な鉛直流の値を評価した (Fig. 4.1, Fig. 4.2)。観測方法は多様であり、ラジオゾンデ、気象レーダー、VHF ドップラーレーダーなどを含んでいた。対流降水領域の結果は観測によって実にさまざまであるが (Fig. 4.1)、層状降水領域のそれは 10-20cm/s で共通であった (Fig. 4.2)。そのため彼の結論のひとつは、層状領域はほぼわかったので、これからは対流部分の観測に集中的に取り組む必要があるというものであった。しかし、本当にそれでよいのであろうか。以下に鉛直流観測方法について述べることによってその問題点を考えてみる。

後で述べる VHF ドップラーレーダーによるものを除けば、 $W$  の鉛直構造は、ラジオゾンデや気象レーダーで観測された水平発散を鉛直積分して求めるといったような、間接的な方法のみによって算出されていた。ラジオゾンデによる方法は、距離を置いて行われる 3 点以上の観測点における水平風から、その点によって囲まれる領域の水平発散を計算する。地表や成層圏のどこかで鉛直流がゼロになるなどの適当な境界条件を設けて、それを鉛直積分すること

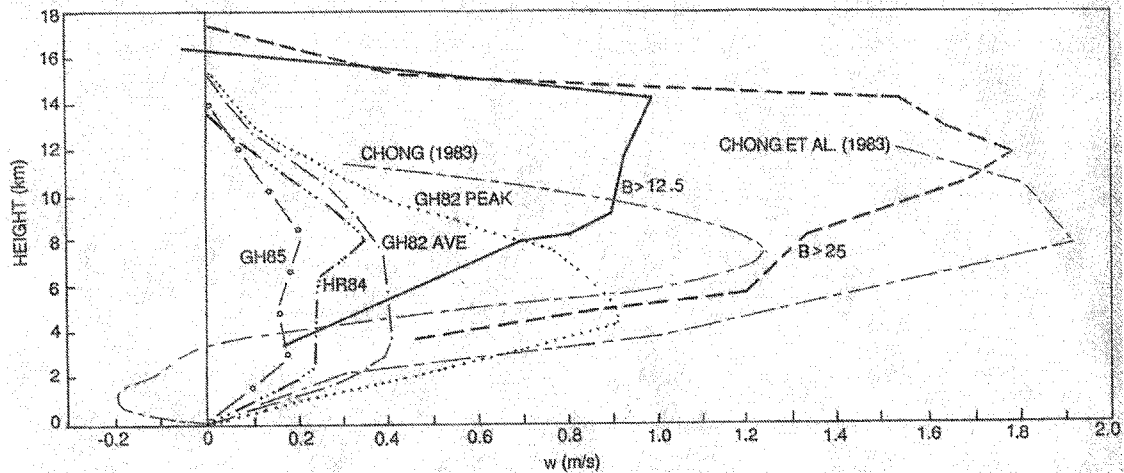


Fig. 4.1 Convective-region vertical velocity profiles for tropical oceanic and island cases. Curve GH85 is from Gamache and Houze's (1985) objective analysis of the composite sounding and aircraft wind data for the 12 September 1974 GATE squall line. The GH82 AVE profile is Gamache and Houze's (1982) estimate for the same region based on subjectively analysed maps of the same data. The GH82 PEAK curve shows their analysed values at the location of the maximum  $w$  ( $a=25\text{km}$ ,  $b=-25\text{km}$  in Fig. 15 of Gamache and Houze 1982). Curve HR84 is from Houze and Rappaport's (1984) composite sounding and aircraft wind analysis of the 28 June 1974 GATE squall line. The curves labeled  $B > 12.5$  and  $B > 25$  are from Balsley (1988); they are the average profiler-detected vertical velocities for a two-year period at Pohnpei island in the western Pacific. The curves from Chong (1983) and Chong et al. (1983) are from the 22 June COPT '81 squall line. (Figure and caption are taken from Houze 1989)

によって鉛直流を計算するものである。この方法によると、どうしても領域平均の鉛直流しか得ることができないため、クラスター内部の詳細な鉛直流空間分布を作ることができない。また、上下の境界条件は仮定によるものだから、必ずしも正しいとはいえない。さらに、ゾンデの飛揚個数は限られているため、時間方向にも密な観測は期待できない。

気象レーダーによる観測は、主に降水粒子を観測するレーダーによって行われる。気象レーダーは、ゾンデと異なり常時観測を行っているため、数分程度の時間分解能で観測することもできるし、スキャン速度にもよるが3次元的な分布も取得可能である。しかし、後で述べるVHFドップラーレーダーとは違い、晴天域からの情報は得ることができないし、雲内においても比較的大きい粒径をもつ降水粒子がなければ、シグナルを期待することができない。降水粒子のドップラー速度は水平方向にはほぼその粒子が流されている風を表しているとみられるが、鉛直成分は降水粒子の落下速度となるために、空気の鉛直速度を直接に求めることはできず、ラジオゾンデと同様に水平発散の鉛直積分によって鉛直流を計算するほかない。しかし、

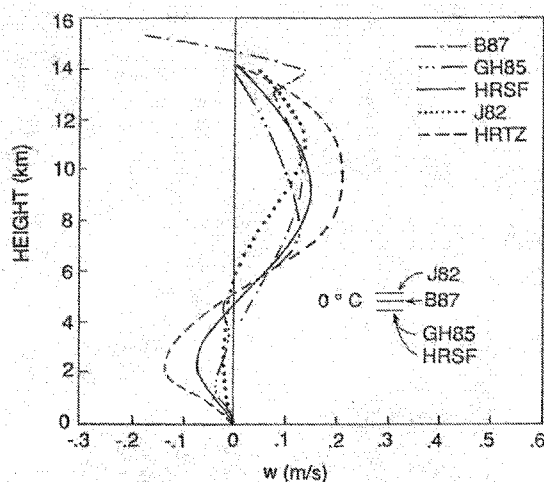


Fig. 4.2 Tropical oceanic and island stratiform-region vertical velocity profiles. The GH85 curve is from Gamache and Houze's (1985) composite sounding and aircraft wind analysis of the 12 September 1974 GATE squall line. The HR curves are from Houze and Rappaport's (1984) composite sounding and aircraft wind analysis of the 28 June 1974 GATE squall line; HRTZ is for the transition zone and HRSF is for the stratiform region proper. Curve J82 is from Johnson's (1982) rawinsonde analysis of Winter MONEX cloud clusters. The B87 curve is from the study of Balsley et al. (1988); it shows the two-year average vertical velocity during periods of light rain (0.5-12.7mm/h) at Pohnpei in the tropical western Pacific. (Figure and caption are taken from Houze 1989)

上述した観測可能場所の限界により、積分にあたっての境界値の設定はさらに困難である。このため鉛直変動のパターンはある程度表現可能であるが、その絶対値を良い精度で求めることはできない。これらの制限にもかかわらず、Houze (1989) の層状降水領域における結果の値がほぼ一致することは、平均としてはこれらの方法によって得られた値が妥当であることを示している。

これに対して、VHF ドップラーレーダーは  $W$  を直接観測することができる有力な方法である。VHF ドップラーレーダーは、用いている電波の半波長にあたる数 m のスケールをもつ大気乱流からのエコーを、晴天領域と雲領域の両方から受けることができる (Fukao et al., 1985)。1980 年代以降、熱帯域にもいくつかの VHF ドップラーレーダーが展開されている。特に太平洋域に設置された VHF ドップラーレーダー (Gage et al., 1991) を用いた、層状降水域内の  $W$  分布に関するいくつかの研究がある。Balsley et al. (1988) は、西太平洋の Ponape 島 (7°N, 157°E) における晴天域、層状降水域 (Fig. 4.3) および対流降水域での統計的な  $W$  のプロファイルを算出した。この結果は先に述べた Houze (1989) に含まれている。彼らは雨量計による降水強度で層状雲領域を同定した。2 つの基準 (0.5-12.7mm/hour および

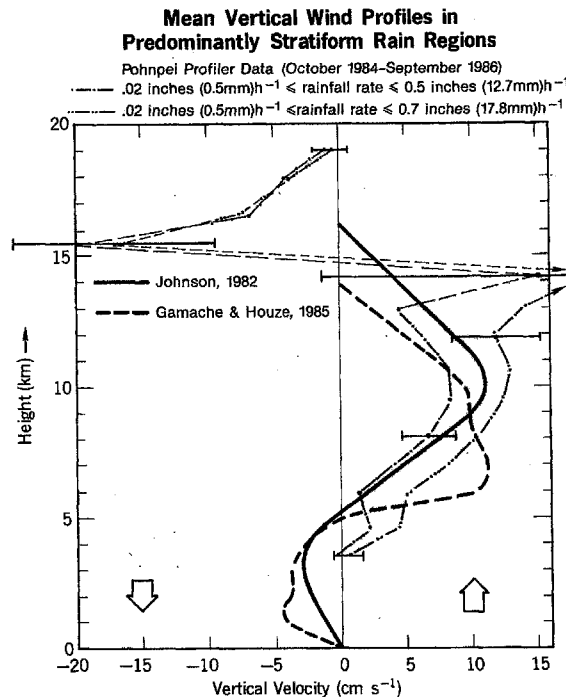


Fig. 4.3 Average vertical wind profiles from the Pohnpei profiler between October 1984 and September 1986 for rainfall rates corresponding as closely as possible to stratiform conditions. The shaded area delineates the region between profiles obtained from  $0.02 \text{ inches } (0.5 \text{ mm}) \text{ h}^{-1} \leq \text{rainfall rate} \leq 0.5 \text{ in } (12.7 \text{ mm}) \text{ h}^{-1}$  and  $0.02 \text{ inches } (0.5 \text{ mm}) \text{ h}^{-1} \leq \text{rainfall rate} \leq 0.7 \text{ in } (17.8 \text{ mm}) \text{ h}^{-1}$ . The Johnson (1982) profile was obtained by conventional techniques in the South China Sea, while the Gamache and Houze (1985) profiles were obtained during GATE in the eastern Atlantic. (Figure and caption are taken from Balsley et al. 1988)

0.5–17.8mm/hour) を満たす期間を層状降水として同定した。彼らは推定誤差を図中表示しているが、上部対流圏でその誤差範囲が非常に大きくなっている。これは後述するように、対流圏上部からのシグナルが弱いために、その受信が困難であることを示している。

層状降水域の中における鉛直流の時間経過を調べた論文も少ないながら存在する。Cifelli and Rutledge (1994), Cifelli et al. (1996) および Cifelli and Rutledge (1998) は北オーストラリア (12.5°S, 131°E) での VHF ドップラーレーダーと気象レーダーの同時観測の結果を報告した。特に、Cifelli and Rutledge (1994) は、2つの事例についてその時間経過に言及している (Fig. 4.4)。彼らの結果については、4.3.6 節で当研究の結果と比較しながらもう一度述べる。

また、インドの Gadanki (13.5°N, 79.2°E) には非常に大型の VHF ドップラーレーダーが設置されている。これを用いて、メソスケール対流システムの W が観測されている (Kumar

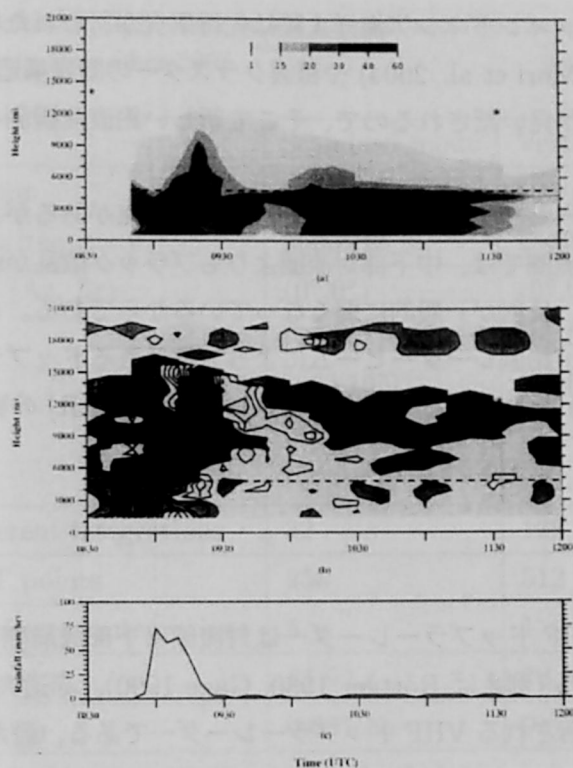


Fig. 4.4 Time-height cross sections for the 5 December 1989 MCS. (a) Radar reflectivity from the MIT radar data over the location of the wind profiler [adapted from Williams and Ecklund (1992)]. Values are in dBZ. Contour interval is shown by gray scale at top of plot. (b) Vertical velocity, from the wind profiler data. Regions of upward motion denoted by dark shading and downward motion by light shading. Contour interval is  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ . (c) Surface rainfall measured at the Berrimah rain-gauge site (approximately 4 km west of the wind profiler site). Units are millimeters per hour. In (a), (b), and (c) horizontal axis is time (UTC). In (a) and (b) asterisks denote approximate cloud-top height based on GMS data, and the dashed horizontal lines indicate the melting level. (Figure and caption are taken from Cifelli and Rutledge 1994)

et al. 2001)。以上の各研究は、W の鉛直分布における統計的な値を示し、また西および中部太平洋、北オーストラリアおよびインドにおける W 分布の例を示してきた。これらの研究に刺激されて、この研究では乱層雲内における W の構造のさらに系統的な記述を試みることにした。層状降水域内における雲内での W の時空間構造を先行研究よりさらに良い時間、高度分解能で詳述することは興味深い。各地域における風のシアや地表の状態、雲粒子や降水粒子の粒径分布などの大気の基本場における違いが、層状降水域内の W のプロファイルに違いをもたらすかもしれないのだが、これまでの事例解析は数が少ないので様々な基本場の効果に



対する議論は十分ではない。インドネシア海洋大陸は先行研究が行われた場所とは遠く離れており、また日変化 (例えば Mori et al. 2004) や積雲クラスターの階層構造 (例えば Shibagaki et al. 2006) に独特の特徴が見いだされるので、そこで新しい鉛直流観測を行うことは価値があると考えられる。

VHF ドップラーレーダーは、W を直接観測できるという利点があるが、それでも上部対流圏の観測は難しい。上部対流圏では、中下部対流圏よりもブラッグ散乱が弱く、下部成層圏で卓越する分反射も弱いため、反射が一般的に弱くなっているからである。この問題を克服するために、次節で示すように、鉛直レーダービームによって得られるドップラースペクトルのシグナルとノイズの比 (SNR) を改良するべく赤道大気レーダー (EAR) の観測モードに工夫をした。

## 4.2 データ

前節で述べたように、VHF ドップラーレーダーは対流圏と下部成層圏の W および水平風を直接測定することができる (例えば Röttger 1980, Gage 1990)。赤道大気レーダー (EAR) は、47 MHz の周波数で運用される VHF ドップラーレーダーである、最大出力は 100 kW である。EAR は西部スマトラ島の山岳地域にある Kototabang (0.2°S, 100.32°E, 865 m MSL) に設置されている。EAR のシステム詳細は Fukao et al. (2003) を見られたい。

2003 年 11 月には、W を集中的に観測する付加的な鉛直観測モード (以後“鉛直流モード”と呼ぶ) を加えて運用した。Table 4.1 に EAR の観測パラメータ一覧を示す。このモードと通常観測モードを交互に運用した。EAR ビームの半値全幅は 2.4° であるから、サンプルされる広がり高度 8km でおよそ 300m となる。観測レンジと W の精度を改善するために、ドップラーレーダーの SNR を改善した。標準観測モードでは鉛直方向に向けられる時間は 16.4s (= 81.92/5s) である。一方、鉛直流モードでは 78.64s のすべてのレーダービームが鉛直に向けられ、標準観測よりも多いパルスが積分される。これは、鉛直方向に向けられたレーダービームのドップラースペクトルを SNR で 7dB 改善する効果がある。

W の値は、鉛直流モード観測を用いて計算した。W を求めるために、以下のオフライン信号処理を行った。最初に、それぞれの送信ごとにスイッチされる 3 つの鉛直向きビームによって得られたドップラースペクトルを平均した。次に、時間領域において 4 つの連続したスペクトルを用いてオフラインのインコヒーレント積分を行い、12 分の解像度のデータを求めるにあたってドップラースペクトルのゆらぎを除去した。4 つの連続したスペクトルを用いた W の計算は 12 分の解像度だが、W のプロファイルをなめらかにするために開始時間を 6 分ごとにずらしながら計算した。3 分解像度のデータにはインコヒーレント積分を適用しなかった。さらに、大気エコーがガウス分布であることを仮定し、ドップラースペクトルに最小自乗近似を適用することで、W の値が見積もられた。ドップラースペクトルについてのフィッティ

Table 4.1 Parameters of EAR observation in standard routine observations and a special observation in November 2003.

Item	Standard mode	Vertical wind mode
Vertical resolution	150 m	150 m
Pulse repetition frequency	2500 Hz	2500 Hz
Beam direction (Az, Ze)	(0°,0°) (0°,10°) (90°,10°) (180°,10°) (270°,10°)	(0°,0°) (0°,0°) (0°,0°)
Number of coherent integrations	32	128
Number of FFT points	256	512
Number of incoherent integrations	5	1
Observation time	81.92 s	78.64 s
Spectral resolution	0.061 Hz	0.013 Hz

ング法の詳細については、Yamamoto et al. (1988) を参照されたい。ブラッグ散乱からのエコーとレイリー散乱による降水粒子からのエコーは、最小自乗フィッティング法が適用された時に分離した。最後に、W の品質を通常の自動的な方法および特別の手動による方法で調べ、信号の干渉によるエラーニアスなデータと、ノイズレベルに近く信頼度の低いデータを取り除いた。Yamamoto et al. (1988) の (13) 式を適用すれば、W の推定誤差はドップラー幅が 0.5m/s となる層状降水域のかなり乱れた領域においてでも 2.6cm/s である。この精度は、乱層雲の中の予想される W の値 (10-20cm/s) に対して十分であるといえる。

2003 年 11 月の 30 日間に、主として停電による欠測を除いてデータを取得することができた。24 時間よりも長い欠測はなかった。この期間中、通常観測モードではわずかのデータしか取れない 13-14km の高度帯において、多くのデータを取得できた。12 分データについていえば、12.5km 以下の高度帯に関しては、高度ごとの平均取得率は 70% を超えており、最悪の日でも 50% はあった。13-16km で取得率はやや悪い値となり、最良の日ではすべての高度でそれぞれ 50% 程度であったが、悪い日には 20% 以下となっていた。

水平分解能 0.05°、時間分解能 1 時間をもつ Geostationary Operational Environmental Satellite 9 (GOES-9) の赤外域 (IR1: 10.2-11.2 $\mu$ m) における等価黒体温度 (Tbb) データを、高知大学のウェブページ (<http://weather.is.kochi-u.ac.jp>) からダウンロードした。Kototabang における時系列は、Kototabang 周辺の 4 点平均によって求めた。雲頂高度を推

定するために、Tbb データと NCEP(National Center for Environmental Prediction)/DOE AMIP-II Reanalysis(以後 NCEP 再解析)を用いた。NCEP 再解析からは、標準気圧面での温度と高度データを鉛直方向に内挿することによって  $0^{\circ}\text{S}$ ,  $100^{\circ}\text{E}$  における温度の高度分布を算出した。雲頂高度は温度が Tbb と等しくなる高度として定義した。NCEP 再解析は 6 時間ごとに提供されているので、1 時間ごとの温度鉛直分布を求めるために、時間方向の線形補間を温度と高度データに対して適用した。巻雲と乱層雲は完全な黒体とみなすことはできないので、IR 画像から推定された雲頂高度は、通常実際の雲頂よりも低くなっている (Sherwood 2004) が、この研究は雲頂がこの高度よりも上にあるという値さえあればよいので、この推定高度は議論のために十分有効である。今後この方法によって推定された雲頂高度を“Tbb 雲頂指標”と呼ぶことにする。

降水粒子の鉛直分布を観測し、融解層付近のブライトバンドを検出するために、Kototabang にある 9.74 GHz の周波数をもつ気象レーダー (以後単に気象レーダー) を用いた。気象レーダーは EAR から 15m 離れたところに設置されている。この気象レーダーの基本的なスペックは、Konishi et al. (1998) を参照されたい。仰角は最大  $29.5^{\circ}$  で運用されているため、Kototabang のちょうど真上における気象レーダーの reflectivity factor (以後単に Z) を観測することはできない。したがって、仰角  $29.5^{\circ}$  のビームの Z を用いて、Kototabang 周辺の Z の値を代表することにする。レーダーのレンジ解像度は 500 m なので、仰角  $29.5^{\circ}$  での鉛直分解能は 246 m となっている。スキャンの間隔は 10 分である。エラーの値を取り除いたあと、Kototabang 付近の円周方向に Z の値を平均して、それで Z を代表させることとした。この平均された Z を用いて、層状降水域はブライトバンドが存在する場合だと定義した。ブライトバンドは地表面 (海拔高度 865 m) からおよそ 4 km の高度にあるので、仰角  $29.5^{\circ}$  の場合、ブライトバンドまでの推定水平距離はわずか約 7km である。したがって、この研究におけるブライトバンドを用いた層状降水域の定義は妥当なものである。

レーダーからの水平距離は、上部対流圏の Z に対しては 20 km に達することを考えて、スキャンされた円周の上でノイズレベルを超える Z の割合が同時に算出されて図に示されている。もし、この値が 50% を超えると、ノイズレベルを超える Z がレーダーの直上にもまた存在している可能性が大きいと考える。

外向長波放射 (OLR) データを用いて、大規模スケールの雲活動を見積もり、インドネシア付近の長年の平均からの偏差を計算した。

## 4.3 結果

### 4.3.1 2003 年 11 月の概観

この研究で対象とする地域における降水の気候値をみると、9-11 月に雨の極大がある (Hamada et al. 2002) ので、雲クラスター内での鉛直流の特別観測期間として 2003 年 11 月を選んだ。11 月にはインド洋域で下層西風が広く見られるが、EAR が設置されているスマトラ島はその東端にあたり、インド洋ほどではないが下層西風が卓越している。一方、上部対流圏では、やや強い (10-20m/s) 東風が卓越している。2003 年の月平均場は、平年に近かったが、詳しくみると下部対流圏の西風も上部対流圏の東風も平年より少し弱かった。積雲活動はインド洋で平年よりも少し活発だったが、Kototabang (100°E) では、平年並みであった。

Fig. 4.5a は、雲活動の指標となる Tbb の Kototabang 付近での日平均値の推移である。日平均の Tbb はほとんど連日 255K よりも小さくなっており、また地上降水 (Fig. 4.5b) は、ほとんどの日に観測されている。2003 年 11 月には Kototabang 周辺で雲システムが頻繁に出現していたことがわかる。Tbb と地上降水には数日より長いスケールでの変動は見られず、むしろ日々の変動が大きくなっている (Fig. 4.5a および Fig. 4.5b)。循環の変動を、Fig. 4.5c, 4.5d, 4.5e に示す。Fig. 4.5c は EAR によって観測された W の日平均を示す。11km より上の上部対流圏では、11 月中下旬に 4cm/s よりも大きな鉛直流がみられる。Fig. 4.5d と 4.5e は、Kototabang でのラジオゾンデ観測によって測定された水平風を示している。南北風は比較的弱く、あまりはっきりした変動を示していないが (Fig. 4.5e)、東西風は上部、下部対流圏とも中旬に大きく変化しており、後半には下層西風、上層東風のシアがよりはっきりしている (Fig. 4.5d)。

### 4.3.2 クラスターの選択

最初に、活発な乱層雲を伴う雲クラスターを選ぶことにする。この研究では、以下に示す方法により、活発な乱層雲がある時に期待できるような、上部対流圏で下降流よりも上昇流がずっと多くみられる事例を探すことにした。連続する 3 時間に 8-12km の高度帯で (高度 150 m, 12 分の解像度で) 5cm/s よりも大きな W が観測される割合を、1 時間ごとずらしながら全期間計算した。この割合が大きい時間に、上昇流が多く見られたと考えることにする。

2003 年 11 月の 30 日間についてこの割合を計算し、上昇流がよくみられる事例として、6, 8, 20 日のケースを選んだ。これら 3 つのケースでは、その割合は 70% を超えていた。3 つのケースに対し、以下の検査を付加的に行った。1) 気象レーダーによって、明瞭なブライトバンド (4-6km 帯での Z の極大) が少なくとも 3 時間以上見いだされている。2) 3 時間平均の GOES-9 の Tbb 値が 240K 以下である。3) 地上降水が観測されている。2) と 3) の基準は、

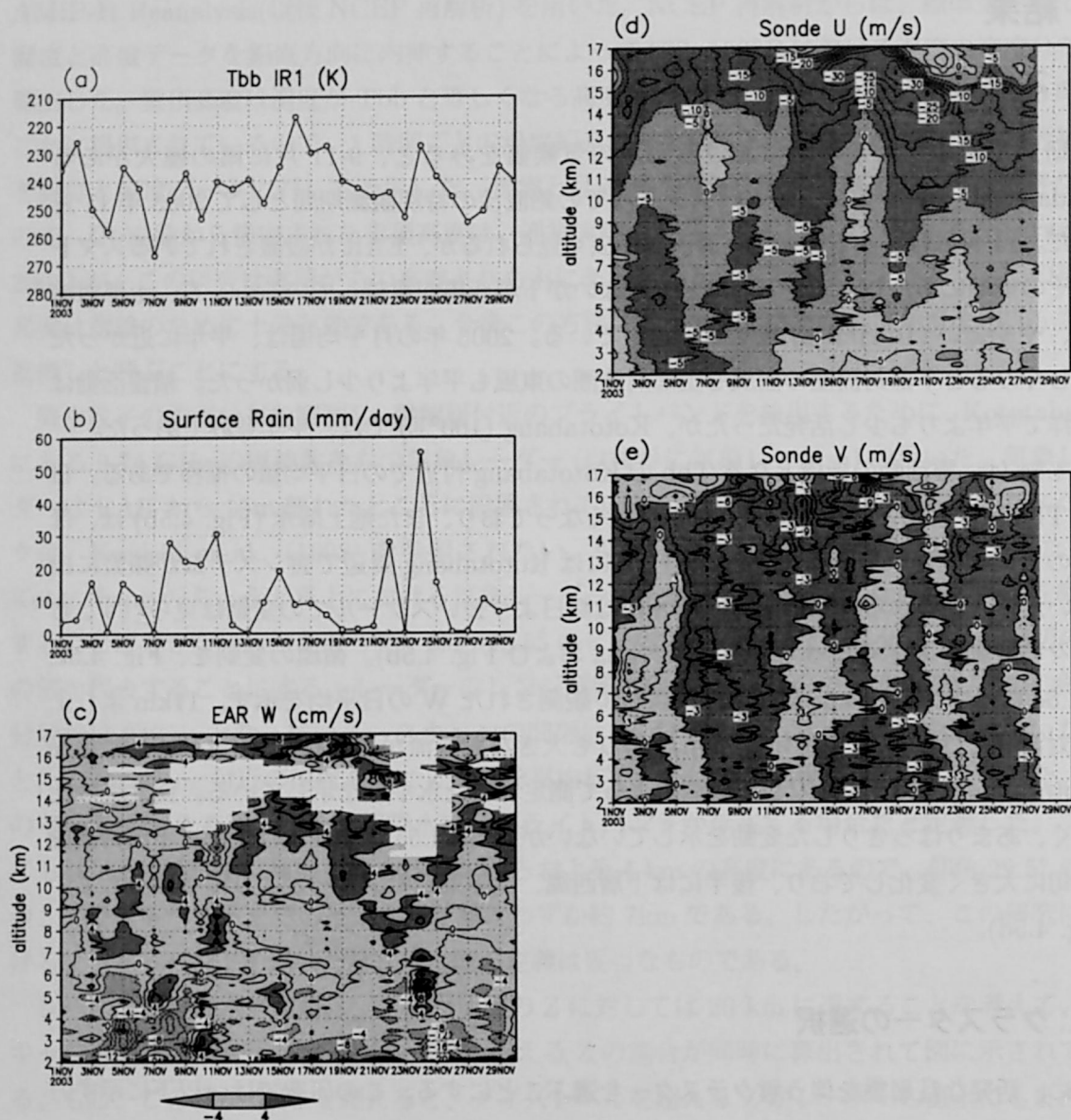


Fig. 4.5 Overview of meteorological fields in November 2003 at Kototabang (0.20°S, 100.30°E). (a) Daily mean Tbb value (K) at Kototabang. (b) Daily surface rain amount ( $\text{mm day}^{-1}$ ). (c) Daily mean vertical velocity observed by EAR ( $\text{cm s}^{-1}$ ). Contour interval is  $4 \text{ cm s}^{-1}$ . White region shows the altitude with observation ratio of smaller than one third in a day. (d) Daily mean zonal wind and (e) meridional wind observed by radiosonde ( $\text{m s}^{-1}$ ).



よく発達した降水システムの存在を示している。3つのケースは、この3つの基準をいずれも満たしていたので、よく発達した層状降水領域を伴う典型的なメソスケール対流システムであると認められる。

ここで、層状降水領域の定義について記述しておく。基本的に、もし  $0^{\circ}\text{C}$  層付近でブライトバンドが検出されると、その領域は層状降水領域とみなすことができる (Rosenfeld et al. 1995)。この方法は、誤って対流領域を選び出してしまいう危険性が少ない。Steiner et al. (1995) は、ブライトバンドを持たない層状降水領域は検出されるが、一方ブライトバンドを検出する対流降水領域はほとんどないと結論づけている。この比較的単純な方法を採用したのは、この研究の目的が対流・層状性降水領域の厳密な区分けをするというよりは、いくつかの代表的な層状降水領域を選び出すことにのみあるからである。層状降水領域の区分が妥当なものであることを、さらに Kototabang 周辺の Tbb 値の一様性によって確かめている。

今回用いたデータセットによって各時間での正確な雲種を同定することは難しいのだが、層状降水域の中上部対流圏にみられる雲は乱層雲の多くの特性をもっている (Houze 1993, 6章を参照) ので、以下の記述ではそれらを乱層雲と呼ぶことにする。

#### 4.3.3 6日のケース

Fig. 4.6 は 11 月 6 日夕刻に Kototabang を通過したメソスケール雲クラスターの時間進行を示している。スマトラ島の局地時間は世界標準時 (UTC) より 7 時間進んでいる。弱い南東の基本風によって (Fig. 4.5d, 4.5e)、システムは Kototabang を南東から北西へと通過していった。Kototabang での Tbb 値は 1245UTC に 200K 以下の最小値に達している。Tbb の低い領域は 1645UTC には Kototabang の北西に移動したが、230K 程度のやや低い Tbb 域は依然として Kototabang 周辺を覆っていた。

Fig. 4.7 は、W、Tbb 雲頂指標、Z、および Kototabang での地上降水を示している。1340UTC に 5km のブライトバンドが現れる (Fig. 4.7b) 前には、Tbb 雲頂指標が 15 km に達し (1245UTC)、また W が 1m/s 以上の規模 (例えば 8km, 1100UTC および 4km, 1310UTC) を示していることから、対流活動が Kototabang 域を通過したのだとみられる。Fig. 4.8a に示す Kototabang のレーダー画像例に現れるエコーにも強い小規模の雲が散在しており、対流性降水領域であることがわかる。

対流活動とみられる領域が通過したのち、1340UTC にはブライトバンドが出現して 1900UTC ごろまで継続し、その後次第に弱くなった。この期間 (1340-1900UTC) を層状降水期間とみなす。Tbb 雲頂指標は 1345UTC には約 14km で、しだいに降下して 1645UTC には 12km 付近となる。Tbb の空間分布は Kototabang 周辺ではかなり一様であった (Fig. 4.6)。地上降水はほとんどすべての層状降水期間に観測され、雨量は 4mm/hour 以下であった。この弱い地上降水からも、この期間が層状降水領域であることが指示される (Balsley et al.

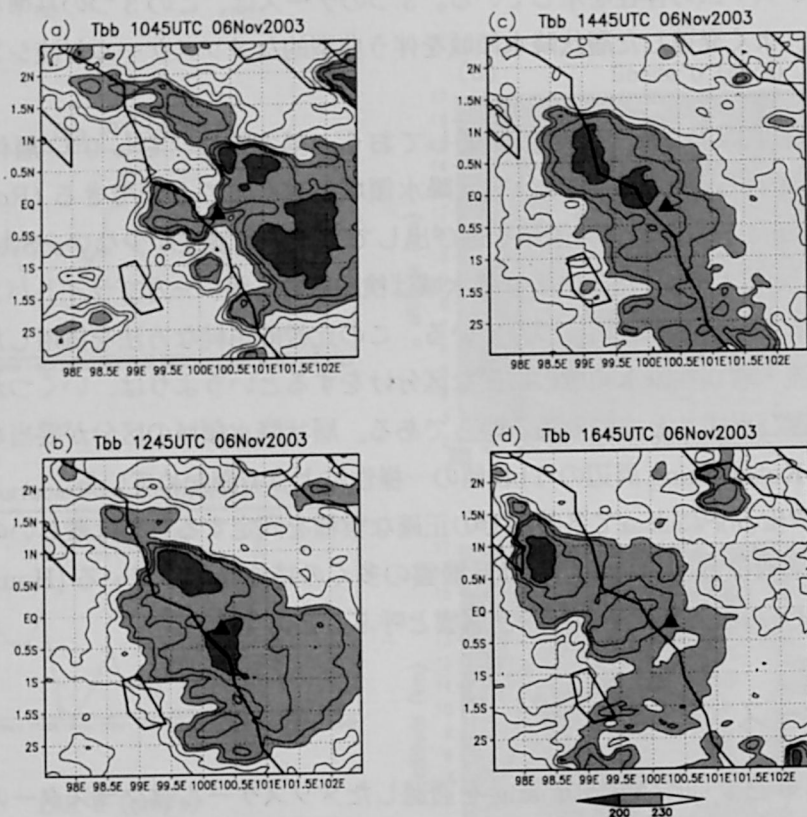


Fig. 4.6 Longitude-latitude sections of Tbb observations by GOES-9 (averaged in  $0.15^\circ$  box) displaying the passage of a mesoscale cloud cluster over Kototabang at (a) 1045 UTC, (b) 1245 UTC, (c) 1445 UTC, and (d) 1645 UTC on 6 November 2003. The triangle at the center of the map indicates the location of Kototabang. Light shade denotes the regions of Tbb less than 230K, while the dark shade indicates the regions of Tbb less than 200K. The contour levels are 190, 200, 210, 220, 230, 250, 270, and 290 K. The thick contour lines denote the coastlines.

1988)。Fig. 4.8b で示されるレーダー画像例も、大きく広がったやや弱めのエコーを示しており、層状降水域であることを示唆している。

この乱層雲内でみられた興味深い特徴は、層状降水期間の後半でみられた変動の小さい穏やかな上昇流の継続である。層状降水期間をさらに細かく見ると、やや強い約  $1\text{m/s}$  の上昇流および下降流 (6-12km の高度域)、および Z と地上降水のわずかな強化が 1600UTC 頃にみられた。この時間には、対流活動が層状降水領域の中に埋もれているのではないかと見られる。この 1600UTC 頃の現象が見られた後、変動の少ない穏やかな上昇流が中上部対流圏で連続的に観測された。

1630UTC 頃には、その高度領域内の大半で W が  $40\text{cm/s}$  以下の正の値を示す、穏やかな

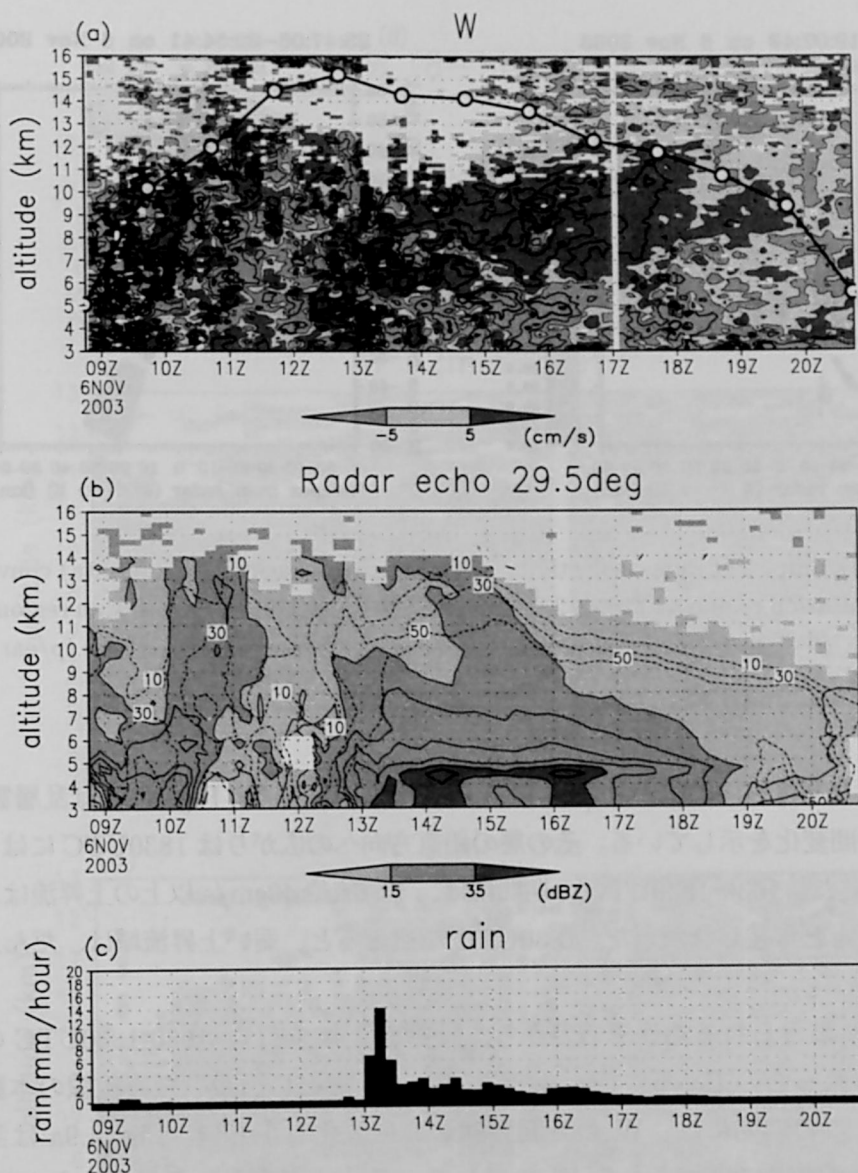


Fig. 4.7 Vertical motion and cloud variables when a cloud cluster passes over Kototabang on 6 November 2003. (a) Shading and contours show 12-minute averaged vertical motion ( $\text{cm s}^{-1}$ ) observed by the EAR. White area indicates missing data. Thick contour levels are  $-300$ ,  $-200$ ,  $-100$ ,  $-40$ ,  $40$ ,  $100$ ,  $200$  and  $300 \text{ cm s}^{-1}$ ; thin contour levels are from  $-80 \text{ cm s}^{-1}$  to  $+80 \text{ cm s}^{-1}$  with a  $20 \text{ cm s}^{-1}$  interval except the level of  $0 \text{ cm s}^{-1}$ . The values of Tbb cloud top index inferred from GOES-9 Tbb data are shown by the open circles and bold line (see Section 4.2 for detail). Altitude of  $0 \text{ km}$  is MSL. (b) Radar reflectivity factor ( $Z$ ) derived from the weather radar around Kototabang. Shading and solid contour lines show the averaged  $Z$  around EAR (dBZ). The contour interval is  $5 \text{ dBZ}$ . The broken lines indicate the rate (%) of returned reflectivity in a scanned circle (see Section 4.2 for detail). (c) Ten minute accumulated rain amounts by an optical rain gauge ( $\text{mm hour}^{-1}$ ).



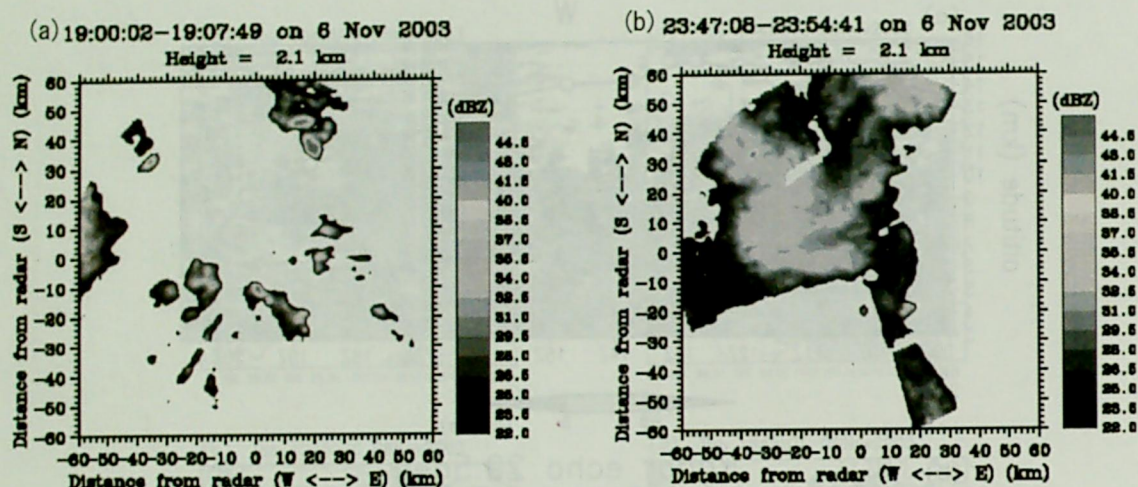


Fig. 4.8 Examples of radar reflectivity at the height surface of 2.1 km in (a) convective precipitation region at 1200–1207 UTC and (b) stratiform precipitation region at 1647–1654 UTC on 6 November 2003. (From <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/x-radar/>)

上昇流層が大きな高度方向の広がり (6.0–11.0 km) をもっていた。Fig. 4.9b は乱層雲中の W の微細構造の時間変化を示している。その層の鉛直方向への広がりには 1830UTC には 8.0–12.5 km 付近に上昇した。1630–1830UTC の期間には、下降流や 40cm/s 以上の上昇流は、この高度範囲にはほとんど存在しなかった。1830UTC を過ぎると、弱い上昇流域は、だんだん不明瞭になった。

乱層雲内の W にみられる鉛直構造のうち、最も特筆すべきは、1630–1830UTC の高度帯 8–11 km にみられるものである。Fig. 4.9b に 10cm/s ごとに引かれた等値線の本数はごくわずかである。この期間には、W の時間変動も高度変化も小さい。Fig. 4.9a は乱層雲内 (8–11 km) で鉛直方向に平均された W を示している。鉛直方向に平均された W の値は、層状降水期間を通しておおむね一定であり、1530UTC 頃にみられる大きな変動を除くと、1430–1800UTC において、15–40cm/s の間に収まっている。しかし、Fig. 4.9b で示したように、乱層雲内の変動は 1630UTC を境に小さくなっている。この穏やかな上昇流は層状降水期間前半 (1400–1600UTC) とは大きく異なっている。欠損となる領域はあるもののより細かい 3 分の解像度をもつデータを調べた (Fig. 4.9c) が、12 分より短い時間スケールをもつような顕著な W の変動は認められなかった。

Fig. 4.10a は、11 月 6 日の高度 8–11km 帯における解像度 12 分および高度 150m での時間別のヒストグラムである。1 時間内の W の観測数が計数されている。14UTC 以前は、下降流の頻度が上昇流と同じくらいあり、むしろ対流活動が活発であることを示している。



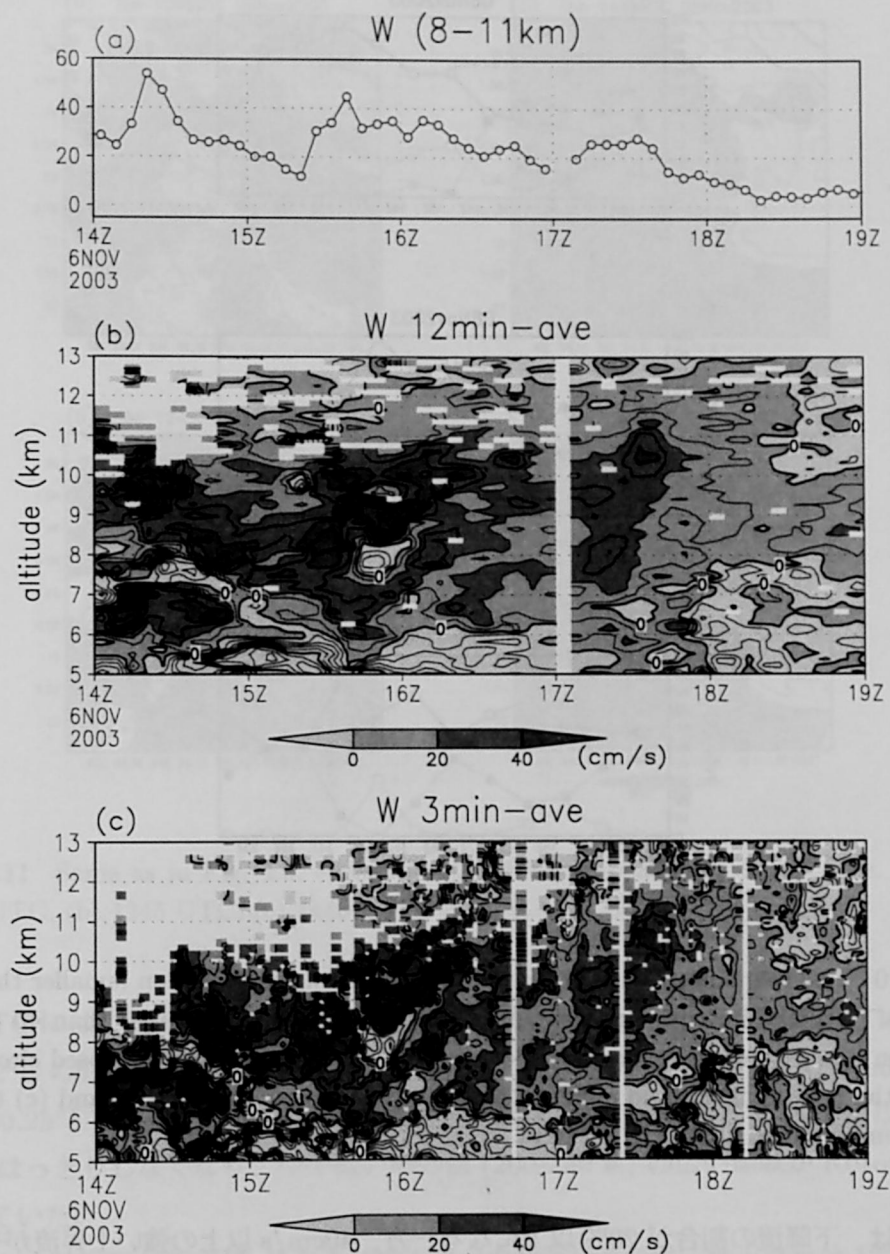


Fig. 4.9 Fine structure of the vertical motion ( $\text{cm s}^{-1}$ ) when a cloud cluster passes over Kototabang on 6 November 2003. (a) Vertical motion (shown in (b)) averaged in 8-11-km height range. (b) Twelve minute average of vertical motion. White areas indicate missing data. Thin contours are for each  $10 \text{ cm s}^{-1}$  between  $-100$  and  $100 \text{ cm s}^{-1}$ , and thick contours are for each  $50 \text{ cm s}^{-1}$  between  $-300$  and  $300 \text{ cm s}^{-1}$ . (c) Three minute average of vertical motion. Contours and shading patterns are same as (b).

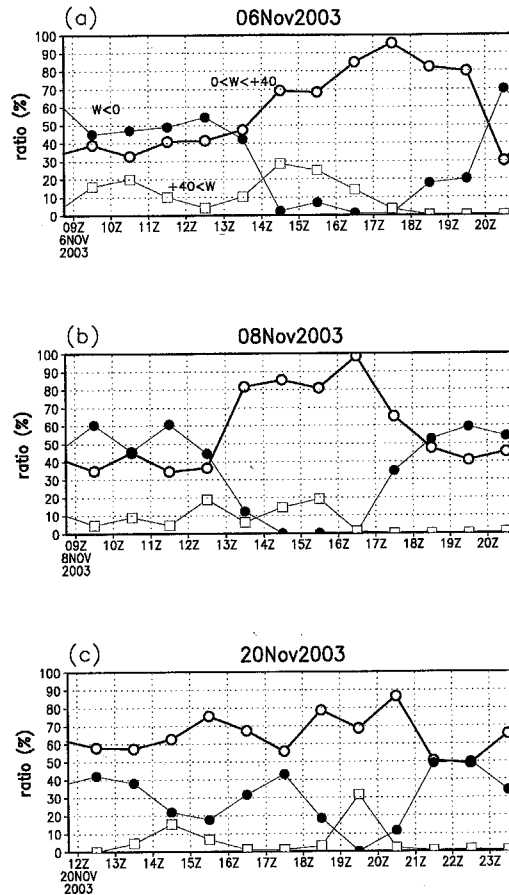


Fig. 4.10 The frequency (see text for detail) of weak upward motion (smaller than  $40 \text{ cm s}^{-1}$ , thick line with open circle), strong upward motion (larger than  $40 \text{ cm s}^{-1}$ , thin line with open square) and downward motion (thin line with closed circle) for (a) the 6 November cloud cluster, (b) the 8 November cloud cluster, and (c) the 20 November cloud cluster in 8-11 km.

14UTC以降は、下降流の割合が20%以下になる一方、40cm/s以上の強い上昇流がやや増加している。層状降水期間の後半(17-18UTC)には、弱い上昇流(0-40cm/s)の頻度が95%を超えているが、これは乱層雲の中でのきわめて穏やかな様子を示している。

#### 4.3.4 8日のケース

11月8日の雲クラスターの時間経過をFig. 4.11に示す。この日は基本風が弱い東風で、鉛直シアも小さかった(Fig. 4.5d, 4.5e)ので、クラスターは、Kototabangを東から西へとゆっくりと通過した。その動きは、1045-1245UTCにおける200 KのTbb等値線で追跡でき

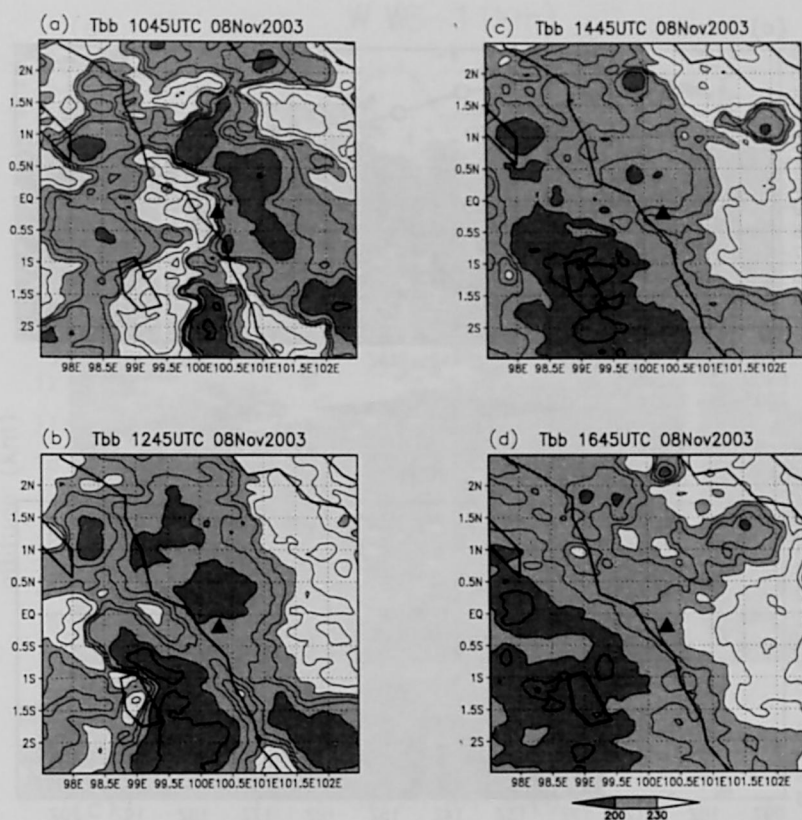


Fig. 4.11 Same as in Fig. 4.6, except for the 8 November cloud cluster case. (a) 1045 UTC, (b) 1245 UTC, (c) 1445 UTC, and (d) 1645 UTC.

る。1045UTCには、200 Kよりも Tbb が低い領域が Kototabang の東 ( $0.5^{\circ}\text{N}$ ,  $100.7^{\circ}\text{E}$  と  $0.7^{\circ}\text{S}$ ,  $101.2^{\circ}\text{E}$  の間)に見られた。1245UTCには、ひとつのクラスターが Kototabang の北 ( $0.25^{\circ}\text{N}$ ,  $100.25^{\circ}\text{E}$ ) に位置していた。1445UTC以降は、西へと移動して 200 K 以下の低い Tbb 領域ははっきりしなくなり、やや低いめの値 (200-230 K) の広い領域が Kototabang 周辺に広がっていた。

Fig. 4.12 に、W, Tbb 雲指標, Z および地上降水の時系列を示す。地上降水は 1200UTC の少し前に始まった。約  $1\text{m/s}$  の強い上昇流が 6-13km の高度帯で 1200-1400UTC に間歇的に見られている。ブライトバンドは 1230UTC までは見えなかった。1200-1230UTC の期間は、地上降水は 5-8mm/hour だったが、大きな W の値がみられ、またブライトバンドは見られなかったことから、対流降水期間として分類できると思われる。

1230-1700UTC の期間には、ブライトバンドと地上降水がほとんど切れ目なく観測されている。Tbb 雲頂指標は、1345UTC には 14 km ほどだが、次第に下がってきて 1645UTC には 12km 付近となっている。この期間、230 K 以下の低い Tbb 値は Kototabang 周辺にひろ

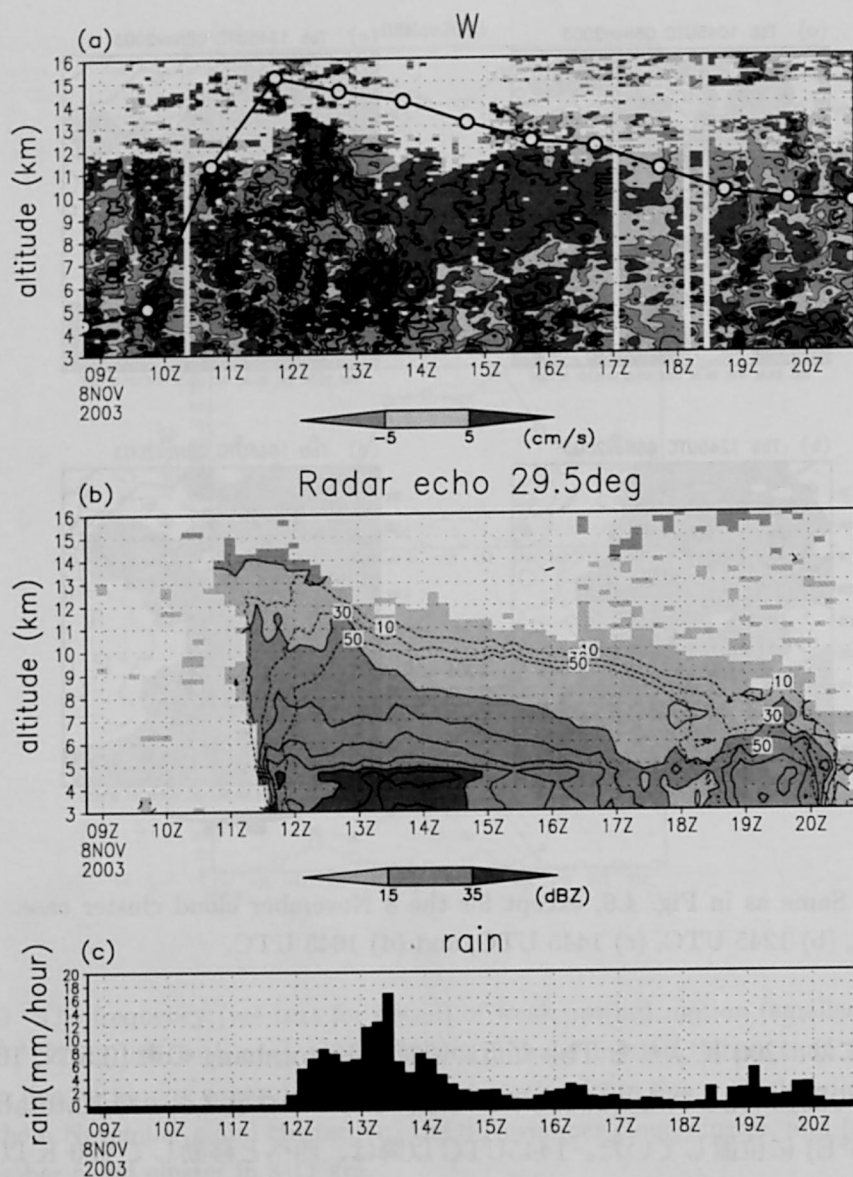


Fig. 4.12 Same as Fig. 4.7, except for 8 November cloud cluster case.

がっていた (Fig. 4.11)。以上のことから、1230-1700UTC には Kototabang は層状降水期間にあったと考えられる。

6日のケースにみられたような、変動が小さな弱い上昇流域は層状降水期間の後半 (1400-1700UTC) に 7-11 km の高度領域で観測された。ほとんどの領域で、1500UTC 頃の 8-10km 付近の高度領域を除いて、上昇流の規模が 40cm/s 以下であった。Fig. 4.10b に示すように、8-11km 帯において最も穏やかな上昇流が卓越していたのは、16-17UTC で、この期間には、その割合は 100% に近かった。



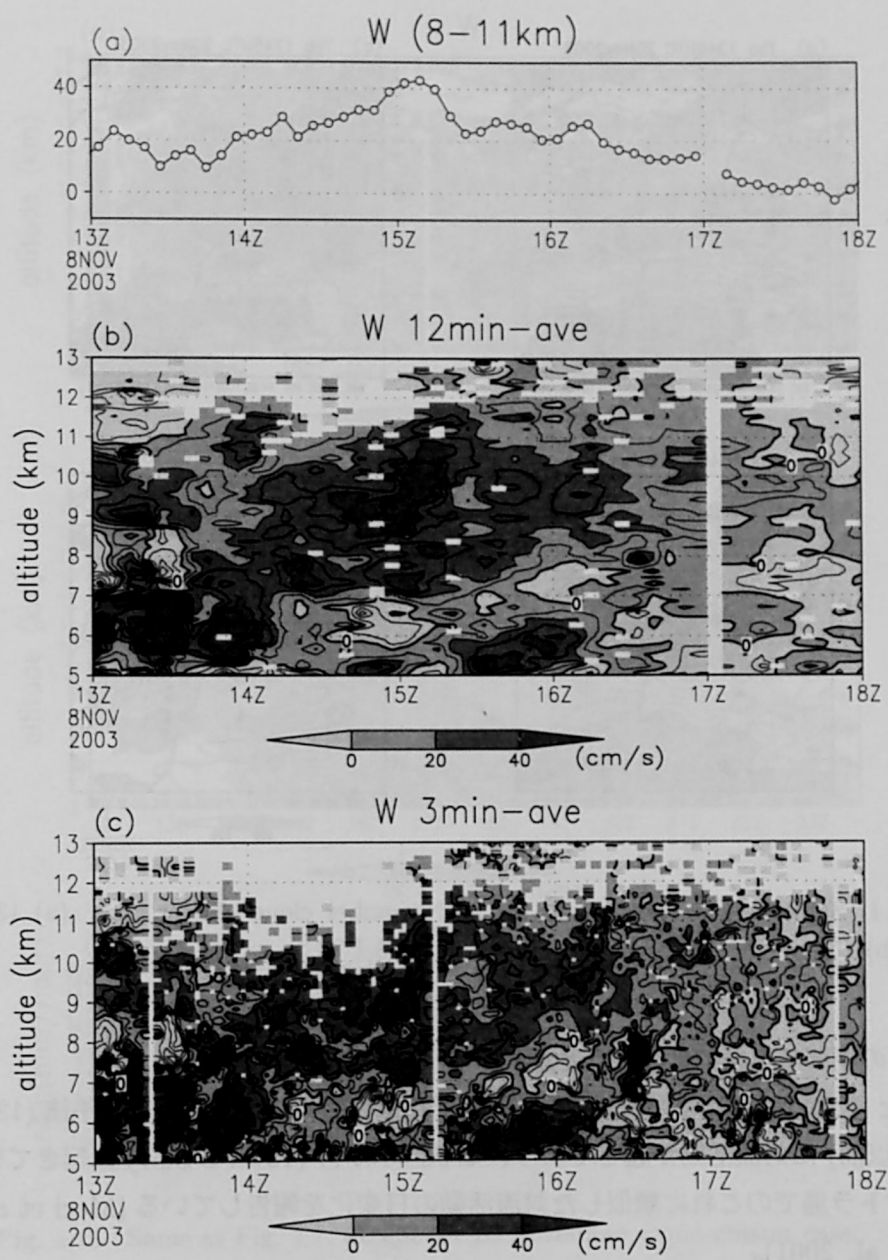


Fig. 4.13 Same as Fig. 4.9, except for 8 November cloud cluster case.

Fig. 4.13 は異なった時間解像度をもつ 2 つのデータで、穏やかな上昇流の領域の詳細を示したものである。1530-1700UTC の期間に、8-11km 帯での W の平均値は 10-30cm/s であった (Fig. 4.13a)。この期間には、穏やかな上昇流が Fig. 4.13c でみられる 3 分分解像度のデータでも確認できた。Fig. 4.13b で穏やかな上昇流がみられる期間においては、Fig. 4.13c の 3 分データでみられる主要な特徴は Fig. 4.13b でも認められていることから、12 分より短い周期

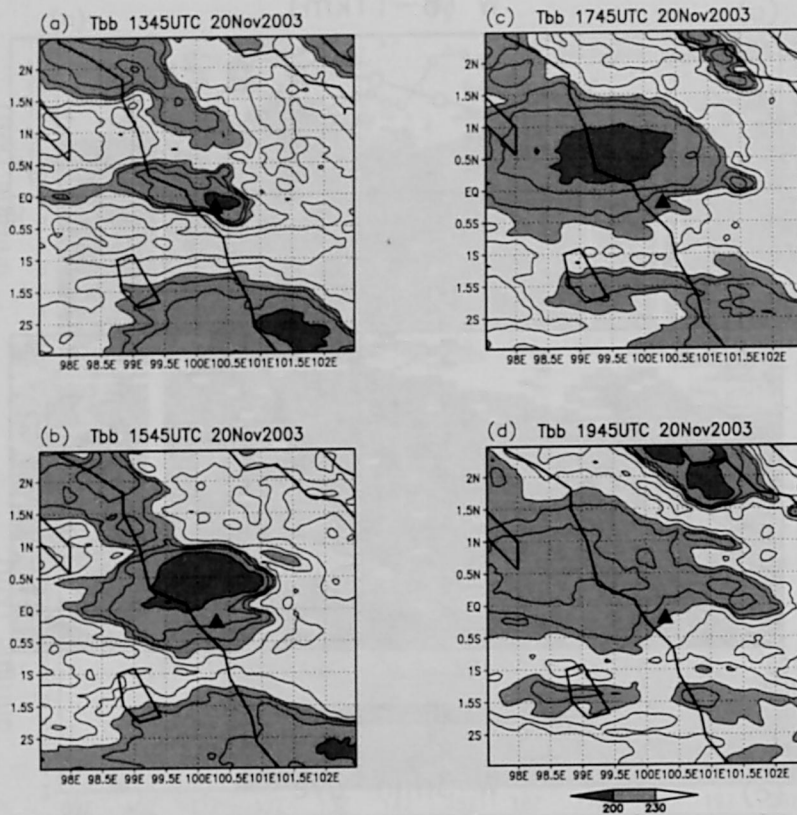


Fig. 4.14 Same as Fig. 4.6, except for 20 November cloud cluster case. (a) 1345 UTC, (b) 1545 UTC, (c) 1745 UTC, and (d) 1945 UTC.

帯の現象はこの期間で重要ではないことがわかる。

11月6日と8日のケースは、日変化という点で類似点がある。両方とも、午後(13UTCまたは20LST以前)に対流活動が起きており、層状降水が宵(13UTC以降)に起きている。先行研究がスマトラ島でのこれに類似した対流活動の日変化を報告している(Mori et al. 2004, Renggono et al. 2001)。

#### 4.3.5 20日のケース

Fig. 4.14は11月20日における雲クラスターの時系列を示している。このクラスターは、1345UTC頃にKototabang周辺で急激に発達したものである。Kototabang周辺のTbbが低い領域(230K以下)は上部対流圏の強い東風(Fig. 4.5d)のために次第に広がっていった。

このクラスターは1345-1445UTC頃にとっても高いTbb雲頂指標をもった(Fig. 4.15a)。指標は15.5kmに達し、レーダーエコー頂は1440UTCには13kmよりも高くなった。ブライト

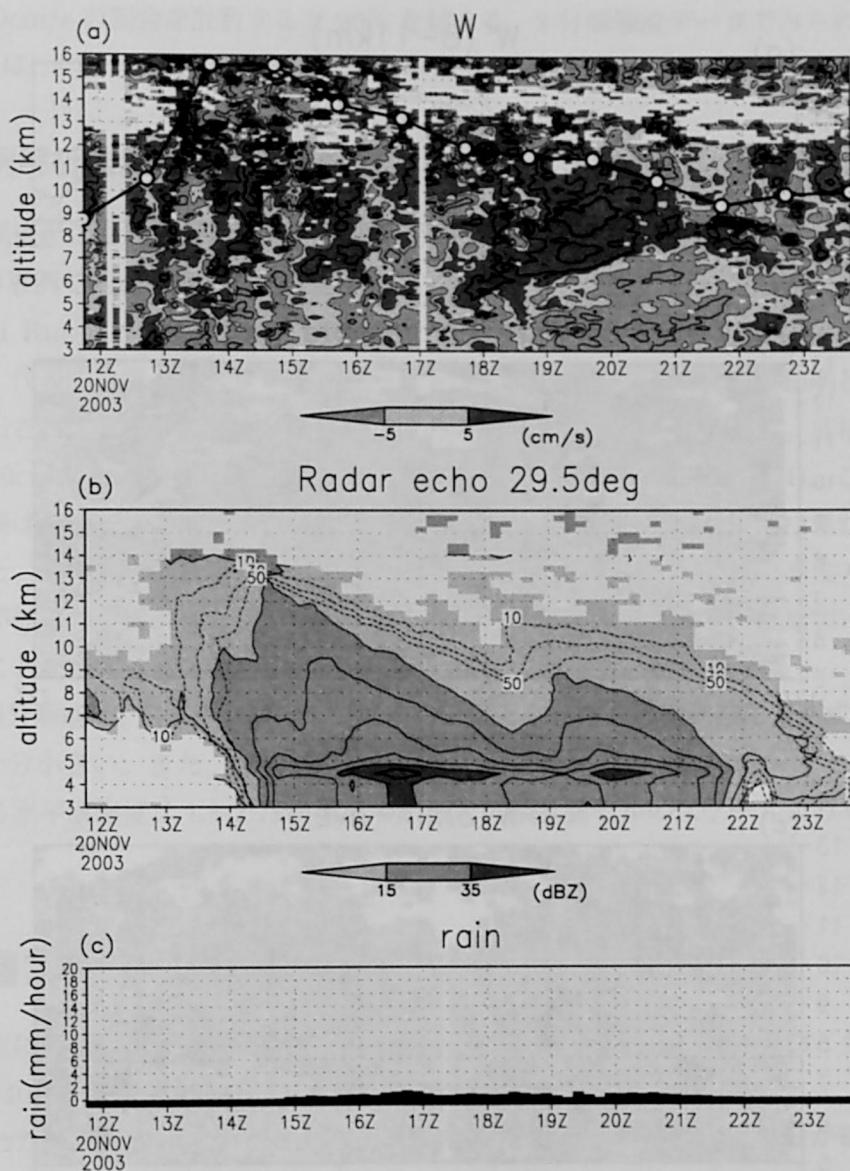


Fig. 4.15 Same as Fig. 4.7, except for 20 November cloud cluster case.

バンドは、1430UTC に現れ、2200UTC まで続いた。降水は、以前の 2 つの例よりもずっと弱い (連続的に 1.2mm/hour 以下) が、この期間のほとんどで観測された。空間的に一様な Tbb は Kototabang 周辺で 1445UTC 頃に現れ、Fig. 4.14 の 1545, 1745, および 1945UTC に見いだすことができる。以上に説明したように、1430-2200UTC を層状降水期間とみなすことができる。

小さな変動をもつ穏やかな上昇流 (0-40cm/s) は、層状降水域の後半 (1900-2100UTC) にみられる。その領域がみられる高度範囲は 1900UTC には 6-11km で、2100UTC までにはその

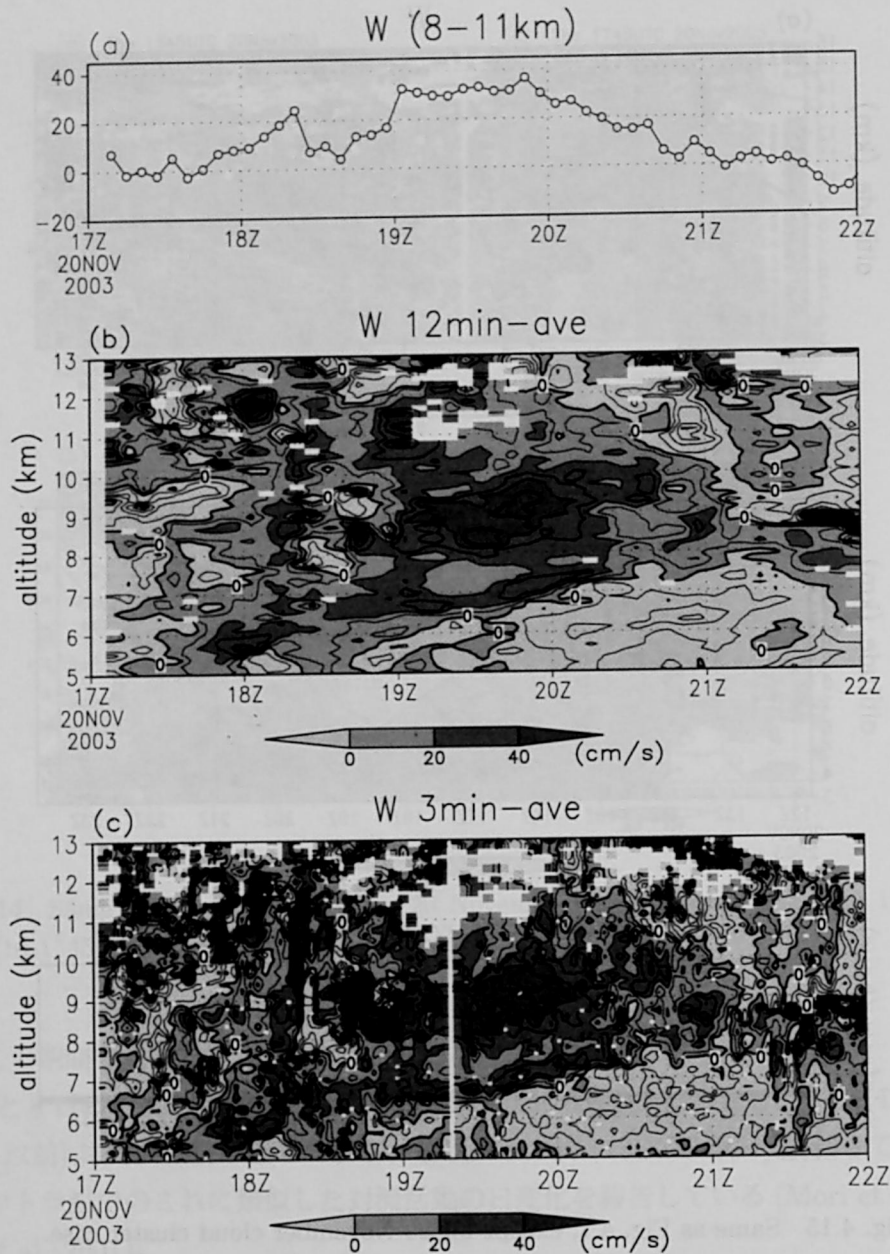


Fig. 4.16 Same as Fig. 4.9, except for 8 November cloud cluster case.

下限が次第に 7.5km まで上がっている。15dBZ を超える Z の値が 1900UTC 頃には 8km を超えて広がっていることを考えると、乱層雲の中で比較的活発な領域が Kototabang 付近に存在したとみられる。高度 8-11km にみられる穏やかな上昇流の卓越は、Fig. 4.10c で確かめられる。この例では、弱い上昇流 (0-40cm/s) の頻度が 20-21UTC に最大となるが、その割合はいくらか前述の 2 例よりは小さい。これは 40cm/s から 50cm/s の風速値が多数存在する



ため、0-50cm/s の割合を計数すると 90% を超える。3 分解像度データでみられる主な特徴 (Fig. 4.16c) は、Fig. 4.16b に示される 12 分解像度データにおいて表現されている。

#### 4.3.6 事例解析結果に関する議論

層状降水域後半における変動が小さい穏やかな上昇流は、W の規模に若干の違いがあるものの、3 つの事例で共通に見いだされた。

Cifelli and Rutledge (1994) は、VHF ドップラーレーダーを用いて興味深い事例解析を行っている。代表的な雲クラスターが北オーストラリアでのモンスーンの活動期と非活動期について選び出され、それらについて層状降水域の時間発展が記述されている。非活動期のクラスターで、50cm/s 以下の規模の連続的な上昇流が観測されている (Fig. 4.4)。この図における等値線間隔は 50cm/s であり、この章で示してきたような細かな構造には注意が払われてはいない。また、当論文の結果は彼らの結果に似ているけれども、その領域の高度方向の広がりや継続時間が彼らの事例より大きい。さらに、高い高度分解能によって、乱層雲内で鉛直流変動が小さいことが示されている。

3 分の時間分解能は、内部重力波のもつ周期の下限となる浮力の振動数に対応する周期 (7-10 分) よりも十分小さい。また、代表的な雲システムの移動速度が 10-15m/s だと考えると、3 分に対応する水平解像度は 1.8-2.7km となり、個々の積乱雲セルのスケールよりも小さいと思われる。

### 4.4 乱層雲中の穏やかな上昇流を生成する機構

ここでは主にメソスケール雲クラスターの層状降水領域の後半で観測された、変動が小さく穏やかな (0-40cm/s) 上昇流を生成する機構を中心に議論を行う。

長期間にわたり変動の小さい穏やかな上昇流を維持するためには、上昇流が継続することと、強い変動成分がないことの両方が満たされなければならない。すでに 3 つの事例で見てきたように、雲全体を平均すれば弱い上昇流となる層状降水領域といえども、穏やかな上昇流が継続的に検出されているわけではない。むしろ、6 日の事例の層状降水期間の早い時期にみられたような (Fig. 4.9b) 短周期変動が卓越したり、20 日の事例の前半 (1700UTC 頃) にみられたような (Fig. 4.16c) 雲内の広範に下降流が卓越している状況などが観測される。この節では、変動の小さい穏やかな上昇流を形成するために、どのような過程が卓越または抑制されるべきかを議論する。

まず、継続的に穏やかな上昇流を生成できる過程にはどのようなものがあるか考える。中緯度では、温暖前線面に代表されるように、総観規模での温位勾配の傾きがあり、力学的に空気塊が上昇させられる中で、空気塊が自発的に浮力をもって上昇することなく継続的に弱い上昇

を続けることは決して珍しくない。しかし、赤道域では総観規模での温位勾配は小さいため、そのような型の上昇流は期待しにくいとみられる。

Houze (1993) には、メソスケール雲クラスターにおける層状降水域での上昇流生成について詳しい解説がある。その中で最も代表的なものは昇華成長 (deposition growth) による潜熱解放であるが、これは一様な上昇流をもたらす最も有力な機構のひとつである。0°C 以下では、氷に対する飽和水蒸気圧は水に対してのそれよりずいぶん小さい。また、観測的には -40°C 程度の低温域まで、過冷却水滴が存在していることが知られている。このような状況では、水蒸気量は、水に対しては未飽和であるが、氷に対しては過飽和であるという状態になっていることが多く、水滴からの蒸発と氷に対する水蒸気付着が絶えず起こっているものとみられる。潜熱は正味で解放されており、潜在的に浮力を生み出すことができる。問題はこの潜熱解放がどのような高度分布で起こるかにある。潜熱が乱層雲の下部のみで集中的に起きると、熱力学的に不安定が起きてしまい、セル状の構造が卓越することが予想されることから、下降流のないおだやかな上昇流とはならないと思われる。一方、乱層雲内の深い高度領域で潜熱解放が起きると、比較的一様な上昇流が起きるのではないかと考えられる。しかしこの分布を明らかにするためには、凝結物の分布や雲内の温度、水蒸気の分布が必要であり、今回の観測では難しい。

また、中緯度のような前線面は期待できないものの、熱帯でも外的要因で上昇流をもたらすことはできる。それは、内部重力波の寄与である。内部重力波はさまざまな波源によって生成され、さまざまな波長と周期をもつ。それらのうちで、重力波が形成するひとつの上昇流領域に乱層雲がすっぽりはいるほど大きな波長をもつ波は、一様な上昇流を乱層雲内にもたらすと考えられる。メソスケール雲クラスターでは、層状降水領域に隣接する対流降水領域が最も有力な波源である。ここでは激しい対流が繰り返し起きているが、発生した重力波のうち周期の短いものは比較的すみやかに鉛直方向に伝播することが多いので、ある程度離れた場所では、これらの対流の積算した効果によって生じる周期の長い波動が卓越する可能性がある。

Pandya and Durran (1996) は、層状降水領域における上部対流圏でのゆっくり上昇する空気を伴う発散流が、対流性降水領域で潜熱解放によって励起された重力波のひとつの位相であると説明できることを数値実験で示した (Pandya and Durran, Fig. 11 を参照)。しかし、層状領域にみられる重力波応答の中の正の  $W$  をもつ位相領域の中にも、上昇流と下降流が一对となるセル状領域のいくつかのペアが見いだされていることに注意する必要がある。この種の重力波が穏やかな上昇流を実際に形成できるかどうかは、さらに研究を続ける必要がある。ひとつのおもしろい考え方は、重力波のような外的要因で上昇流がある時に、先に述べた水蒸気付着が深い領域で起きて、穏やかな上昇流を形成するというものである。

一方、層状降水領域で、短周期の変動が激しくなったり、特定の層だけに上昇流が発生したりすると、観測されたような深くて穏やかな上昇流域ではなくなってしまう。短周期の変動を形成する要因は数多くあるが、以下に述べるものがその代表だと思われる。その一つは、本来

対流降水領域の現象として認識されるべき対流が層状領域に流されてきてそこで観測されている、いわゆる“古いセル”である。熱帯域では基本場として深いセル状の大規模循環があり、上下部対流圏で風向が逆転していることが多いので、比較的大きな鉛直シアがみられるが、そのような場合には 100km のスケールで古い対流が層状雲領域の特に上部で観測されることがある。また、周期の短い内部重力波もその候補である。先に述べた周期の長いものとは異なり、個々の対流からはその対流の時間スケールに代表されるような主に 1 時間以内の周期をもつ短周期の重力波が放射され、これが層状雲領域での変動をもたらすことが予想される。これら二つの過程はその性質上、対流降水領域の近くでみられることが予想される。成層および風の鉛直シアによって、ある高度層に捕捉されることによって、水平方向に遠くまで伝播することもある。今回の観測では、穏やかな上昇流域は層状降水期間の後半で観測されているが、層状降水期間の前半における変動をもたらしているものは、これらである可能性が高いと思われる。

また、層状降水域に独特な潜熱の解放が、主に熱的不安定を生成して小さなセルを形成してしまう場合もある。そのひとつは、氷粒子の雲粒捕捉成長 (riming growth) 時の過冷却水滴の氷結によるものである。主に中緯度のメソシステムで、レインバンドを形成する際の種まき効果 (seeder-feeder) もその一例である。氷粒子が落下して過冷却水滴と接触する時に、水滴が氷結することが知られており、その時に潜熱の解放が行われる。この過程は大量の過冷却水滴が存在する  $0^{\circ}\text{C}$  に近い乱層雲下部において活発であることが知られており、熱力学的な不安定をもたらすことによって、層状降水域の乱層雲内で新たな対流を形成することが予想される。これらは一様でない鉛直流分布をもたらす可能性が高い。もちろん、前述した昇華成長過程も、それが乱層雲下部に集中して起こるような状況では、不安定による対流セル生成につながってしまう。

以上の過程の有無や強さを調べる観測を行うことが、検証には必要である。しかし、今回の研究では、雲微物理および雲システムの水平分布についての情報が十分でないので、どの過程が優勢でどの過程が抑制されているのかを確かめることはできない。水蒸気付着過程や氷結の過程を調べるためには、ミリ波雲レーダーやビデオゾンデのような雲微物理データを取得できる測器の利用が必要である。重力波の波源を明らかにするためには、EAR のごく近くに設置されており  $29.5^{\circ}$  までの限られた仰角しか利用できなかったこの研究で用いたレーダーよりも、もっと VHF ドップラーレーダー周辺を広範にスキャンできる気象レーダーの利用が有益である。

また氷過程の詳細を含み様々なスケールの重力波を表現できる数値的な研究も重要である。この研究で見いだされた層状降水領域の広範における変動の小さい穏やかな上昇流についての結果は、モデル結果を定量的に評価する時に有益であるとみられる。ただし、現状においては数値モデルによる層状降水域の表現にはまだまだ問題が多いと思われる。Redelsperger et al.(2000) は、線状降水システムにおける複数の数値モデルでの再現実験の比較結果である。

降水システム全体としてはよく表現されているとみられるいくつかのモデル結果において乱層雲に当たる部分の鉛直流分布を比べてみると、比較的一様な上昇流がみられるものから、セル上の構造が卓越しているものまで様々である。雲物理の表現などに鉛直流分布が敏感であるためとみられ、この問題を数値実験において取り組む際には十分な注意が必要であると考えられるとともに、今後も精密な観測を続けていくことの必要性を示唆している。

## 4.5 この章のまとめ

メソスケール雲クラスター中の鉛直流 ( $W$ ) の微細構造について EAR を用いて調べた。鉛直流特別観測モードを適用することにより、乱層雲の中での弱い鉛直流を十分な精度 (5cm/s 以下) および高解像度 (3 分および 12 分、鉛直 150m) で測定した。

典型的な 3 つの孤立したメソスケール雲クラスターを観測した。層状降水領域における後半 2-3 時間に、時間および高度変化の小さい穏やかな上昇流を 3 つの事例 (11 月 6, 8, 20 日) で観測した。中上部対流圏の高度約 3-5km 幅で、 $W$  が連続的に小さな正の値をもち、下降流や 40cm/s 以上の上昇流はほとんど存在しない。

これらの領域の中では、 $W$  の時間および高度変化は小さい。この研究の特徴は、変動の小さい穏やかな上昇流を定量的に記述したことにある。重要な点は、層状降水領域の後半 2-3 時間におけるかなり深い高度領域で、よく知られているように  $W$  の“平均”値が 10cm/s のオーダーであるというだけではなく、連続して一様な上昇流を見いだしたということである。

VHF ドップラーレーダーの観測は観測サイトの真上に限られている。観測サイト真上を含む降水雲の完全な空間構造を得るために、ドップラー気象レーダーが 2005 年 10 月および 12 月に Kototabang の南東 20km に設置された。このドップラー気象レーダーと EAR の同時観測結果を  $W$  と雲分布の関係を調べるために解析する予定である。

この研究は 2003 年 11 月の 3 例のみについて行ったので、穏やかな上昇流の統計的発生頻度はわかっていない。メソスケール雲システムの中でどれくらい頻繁に変動の小さい穏やかな上昇流が見られ、基本場のどのような要因が乱層雲内の上昇流の規模および変動を支配するのかを調べることは興味あることである。これらをはっきりさせるために、期間を延長した解析を進めている。



## 第5章

# まとめ

熱帯域対流圏には、積雲活動によって励起されたとみられる数々の擾乱が観測される。また、積雲活動自体も大規模擾乱に組織化し、その大部分は赤道波の枠組みで理解されるようになっている。ケルビン波はそれらの中で最も大きな振幅をもつもの (Wheeler and Kiladis, 1999) であるが、この波が励起源を少しだけ離れて複雑な基本場の中で伝播を始めた場面でみられる興味深い特徴について 2,3 章で述べた。圏界面付近に局在して大きな振幅をもつケルビン波が存在することは知られていたが、1993 年 1-2 月の事例解析を通して、(1) 波動の振幅が大きくなっている領域は東西数千 km 程度の広がりに限られていること、(2) その中で非線形効果によるとみられる突っ立ち状の形態を示していること、を東西風 (U) および温度 (T) で見いだした。このうち増幅機構については、その後いくつかの統計的研究が行われ、その経度、季節分布が明らかになってきている。しかし、波源からわずかな距離を伝播する間にこれほどの増幅をもたらす要因については、基本東西風、積雲活動の分布が関係することは示唆されるものの依然として明らかでない。

波の突っ立ちに特に注目して、23 年間の統計的解析を行った。この解析では、全球解析データを用いて熱帯圏界面付近での数日スケールの U の急変を解析し、以下の特徴を見いだした。(1) 100hPa では、U の急増事例 (TypeU+) は東半球に集中しており、11-3 月にはそこでは U の急減事例 (TypeU-) よりもずっと多かった。2 つの型の事例の起きる数の差は 1-3 月の 90-180°E で最も大きくなっており、特に大規模な TypeU+ も多発していた。急変域が大きな経度方向の広がりをもって東進するものだけを考えると、東半球での TypeU+ の卓越はより明らかとなる。(2) 2 つの型の数における非対称は、100hPa より下層でははっきりしない。(3) TypeU+ の卓越は上部対流圏で東風背景風の領域でみられる。この東風はおそらくエネルギーの上方伝播を許すことで増幅を促進し、また波の本来の位相速度が大きくなることを可能にすることによって、規模の大きい突っ立ちをもたらしているとみられる。(4) 突っ立ったケルビン波では、西風偏差域の緯度方向の広がりが東風偏差域よりもずっと小さくなっている。増幅して非線形的に突っ立ったケルビン波が、これら TypeU+ 事例の 100hPa での卓越を説

明するのではないかとみられる。

当論文で解析されたケルビン波の振幅は、風速で 20m/s、温度で 5° を超えるきわめて大きなものであるため、以下のように圏界面付近で重要な役割を果たすとみられ、その解析の意義は大きい: (1) 物質輸送および混合に寄与する, (2) 成層圏への波動エネルギーフラックスを左右する。また、波の突っ立ちが起きる時期や場所が限られていることを示したことは、波の励起場所や伝播経路の研究にとって、重要な情報を提供したと考えられる。

1990 年代後半から、新しい衛星データが次々と利用可能となり、励起源に近接した場での波動が精密に表現できるようになってきた。3.5 節に述べた GPS 掩蔽法による温度データや、空間分解能のよい AIRS の温度データなどが有効なものの代表である。これらを直接解析してさらに精密な結果を得ることはもちろん重要であるが、1.6 節で述べたような客観解析の信頼性の問題も、これらの新しいデータの同化が進むに連れて次第に解消していくのではないかと期待される。新しいデータを用いた解析を発展させていきたい。

一方、このようなケルビン波の増幅、突っ立ちを含む熱帯擾乱に関する問題を論ずるためには、励起源のもつ時空間スペクトルに関する正しい知識と、波線理論に基づく伝播の議論が必要である。励起源がもつ鉛直波長や周波数分布を知るために、特に潜熱解放と関係の深い鉛直流 (W) について、赤道大気レーダー (EAR) を用いて精密観測を実施した。積雲システム内の鉛直流分布の正確な知識は、1 章に記述した赤道波の水平位相速度やそれに関係する鉛直波長などの熱帯波動全般の特性を理解する上でも欠くことができない。

当研究は、熱帯域のメソスケール雲システムにおける層状降水域の雲活動の大部分を占める乱層雲内での W の詳細分布について、初めて良い精度で解析したものである。2003 年 11 月におけるメソスケール雲クラスター中の W の微細構造を VHF ドップラーレーダーである EAR を用いて調べた。W を特別に観測するモードを実施することにより、乱層雲の中での小さい W を、十分な精度 (5cm/s 以下) および高解像度 (3 分および 12 分、鉛直 150m) で測定した。3 つの典型的な孤立したメソスケール雲クラスターにおける層状降水期間の後半 2-3 時間に、時間および高度変化の小さい穏やかな上昇流を観測した。この期間には、上部対流圏の高度幅約 3-5km で W が連続的に小さな正の値をもち、下降流や 40cm/s 以上の上昇流はほとんど存在しない。また、これらの領域の中では、W の時間および高度変化は小さい。この研究での新しい知見は、変動の小さい穏やかな上昇流を定量的に記述したことにある。重要な点は、層状降水領域の後半 2-3 時間におけるかなり深い高度領域で、よく知られているように W の“平均”値が 10cm/s のオーダーであるというだけではなく、継続する一様な上昇流を見いだしたということである。乱層雲内での上昇流生成過程はいくつもの要因で形成されるが、層状降水域のどの部分でどの要素が主たる役割を果たしているかは明らかにされていなかった。当研究の結果は、今後その要因を明確にしていく上で、大きな役割を果たしていくものと期待できる。

ここで論じられた層状降水域での鉛直流の詳細分布についてはその重要性は強く認識されて

いるものの、観測の困難さのためにそのままにされてきた経緯がある。鉛直流測定 of 困難さについては 4.1 節で述べたが、それに加えて乱層雲域の同定が困難であることも挙げられる。今まで特定の飛行機観測をのぞくと、乱層雲上部の広がりとは全くといっていいほど把握できていなかった。当研究でも雲頂がどこかは正確に把握できていないため、雲頂付近の鉛直流分布が議論できなかった。気象レーダーは降水粒子の少ないこの部分をとらえることはできないし、地上の雲レーダーやライダーは並以上の雨による減衰があるため、乱層雲は上部までデータを取得できなかったからである。しかし、この分野については 2006 年に大きな変化がもたらされた。それは衛星搭載雲レーダー (CloudSat) および常時稼働の衛星搭載ライダー (CALIPSO) が稼働を始めたことである。衛星搭載のそれは減衰の影響もなく乱層雲上部のひろがり同定可能である。雲レーダーは衛星直下しかデータを取得できないので、VHF ドップラーレーダーと直接比較する事例を増やしていくことは実はかなり難しい。しかし、何らかの工夫によって正確な乱層雲内の鉛直流分布をその上端まで記述するための努力を続けたい。

熱帯擾乱の励起・維持研究全体からみれば、当論文で見いだされたことはほんの断章である。これらをきっかけにして、その全体像を構築していきたい。まず励起源である雲システム内で何が起きているのかを正しく記述することが必要である。そのためには、3 次元風速および温度・湿度分布の正しい知識が必要である。4 章で明らかになったように、典型的な積雲クラスターの層状降水領域での上昇流パターンの生成ですら観測は少なく、数値実験も信頼性の高い答を出すことができていないというのが現状である。VHF ドップラーレーダーでの風速測定を発展させるとともに、進歩の著しい衛星からのリモートセンシングデータを解析することにより、熱帯域の雲クラスター内および付近で起こっている過程を明らかにしていきたい。さらに、熱帯域および圏界面付近の波動の精密な解析を正しく行うためには、解析に用いる客観解析データの改善に期待するか、またはより直接的な観測データを扱うかが必要である。1.6 節で述べたような客観解析間の差異が何によってもたらされているのかをアジアモンスーン域およびインド洋において調査解析中である。直接観測データとしては、GPS 掩蔽法観測データの充実に伴って、圏界面付近さらに対流圏内の波動・擾乱の鉛直微細構造を解析することによって、当論文 2, 3 章の成果をさらに発展させるための準備を進めている。

## 論文目録

Thesis の基礎となった掲載済みあるいは投稿済みの論文は以下の 3 編である。

1. Eastward-moving disturbance near the tropopause along the equator during the TOGA COARE IOP. (TOGA COARE IOP 期間に観測された赤道域圏界面付近の東進擾乱)  
日本気象学会誌 Journal of Meteorological Society of Japan,  
Vol. 73, No. 2, 321–337 頁 (1995 年 6 月刊行)  
Noriyuki Nishi, Akimasa Sumi の共著
2. Fine structure of vertical motion in the stratiform precipitation region observed by a VHF Doppler radar installed in Sumatra, Indonesia. (インドネシア、スマトラ島に設置された VHF ドップラーレーダーによって観測された層状降水域における鉛直流の微細構造)  
アメリカ気象学会誌 Journal of Applied Meteorology and Climatology, 印刷中  
Noriyuki Nishi, Masayuki K. Yamamoto, Toyoshi Shimomai, Atsushi Hamada, Shoichiro Fukao の共著
3. Rapid transitions in zonal wind around the tropical tropopause and their relation to the amplified equatorial Kelvin waves. (熱帯圏界面付近における東西風の急変と、その増幅した赤道ケルビン波との関係)  
日本気象学会誌 SOLA, Vol. 3, 13–16 頁 (2007 年 1 月刊行)  
Noriyuki Nishi, Junko Suzuki, Atsushi Hamada, Masato Shiotani の共著

その他参考となる論文は以下の通りである。

4. Observational study on the 30–60 day variations in the geopotential and temperature fields in the equatorial region.  
日本気象学会誌 Journal of Meteorological Society of Japan,  
Vol. 67, No. 2, 187–203 頁 (1989 年 4 月刊行)  
Noriyuki Nishi の単著



## 謝辞

京都大学大学院在学中に、山元龍三郎先生には実に長い時間を割いてご指導いただきました。また、研究のみならず研究生活で起こった様々な問題に至るまで、岩嶋樹也先生には懇切に面倒をみていただきました。また、理学的な考え方を廣田勇先生と余田成男先生に教えていただきました。先生方には深い感謝をいたしますとともに、懇切な指導をいただいたにもかかわらず、学位申請がこのような年月を経たものとなったこと言葉もございません。

京都大学に助手として勤務して以来、防災研究所の村松久史先生、田中正昭先生、理学研究科の木田秀次先生、里村雄彦先生には、多方面にわたりお世話になりました。また、論文作成に当たりましては、深尾昌一郎先生、塩谷雅人先生に多くの助言をいただきました。研究室の安永数明氏、濱田篤氏には、貴重な議論を重ねていただきました。山本真之先生との4年間の共同研究は私にとっていろいろな意味で実りの多いものでした。その研究がなかったらこの論文も完成していなかったと思います。深い感謝を申し上げます。

研究を始めて以来23年間にわたりお世話になった方々のお名前をここにすべて挙げることはとてもできません。皆様ありがとうございました。家族にも感謝いたします。

## 参考文献

- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic press, 489 pp.
- Balsley, B. B., W. L., Ecklund, D. A., Carter, A. C., Riddle, and K. S., Gage, 1988: Average vertical motions in the tropical atmosphere observed by a radar wind profiler on Pohnpei (7°N Latitude, 157°E Longitude). *J. Atmos. Sci.*, **45**, 396–405.
- Boyd, J. P., 1980: The nonlinear equatorial Kelvin wave. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1–11.
- Churchill, Dean D. and Robert A. Houze, Jr, 1991: Effects of radiation and turbulence on the diabatic heating and water budget of the stratiform region of a tropical cloud cluster. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 903–922.
- Cifelli, R., S. A., Rutledge, 1994: Vertical motion structure in Maritime Continent mesoscale convective systems: Results from a 50-MHz profiler. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2631–2652.
- Cifelli, R., S. A. Rutledge, D. J. Boccippio and T. Matejka, 1996: Horizontal divergence and vertical velocity retrievals from Doppler Radar and Wind Profiler observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 948–966.
- Cifelli, R. and S. A., Rutledge, 1998: Vertical motion, diabatic heating, and rainfall characteristics in north Australia convective system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 1133–1162.
- Emanuel, K. A., J. D. Neelin, and C. S. Bretherton, 1994: On large-scale circulations in convective atmospheres. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1111–1143.
- Fujiwara, M., K. Kita, and T. Ogawa, 1998: Stratosphere-troposphere exchange of ozone associated with the equatorial Kelvin wave as observed with ozonesondes and rawinsondes. *J. Geophys. Res.*, **103**, 19173–19182.
- Fujiwara, M., F. Hasebe, M. Shiotani, Nishi, N., H. Vömel, and S. J. Oltmans, 2001: Water vapor control at the tropopause by equatorial Kelvin waves observed over the Galápagos, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3143–3146.

- Fujiwara, M. and M. Takahashi, 2001: Role of the equatorial Kelvin wave in stratosphere-troposphere exchange in a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **106** 22763–22780.
- Fujiwara, M., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, T. Horinouchi, and S. Fukao, 2003: Turbulence at the tropopause due to breaking Kelvin waves observed by the Equatorial Atmospheric Radar. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL016278.
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, 2003: Equatorial Atmospheric Radar (EAR): System description and first results. *Radio. Sci.*, **38**, 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.
- Fukao, S., K. Wakasugi, T. Sato, S. Morimoto, T. Tsuda, I. Hirota, I. Kimura, and S. Kato, 1985: Direct measurement of air and precipitation particle motion by very high frequency Doppler radar. *Nature*, **316**, 712–714.
- Gage, K. S., 1990: The structure and dynamics of the free atmosphere as observed by VHF/UHF radar. In *Radar in Meteorology*, edited by D. Atlas, American Meteorological Society, Boston, Mass, 534–565.
- Gage, K. S., B. B. Balsley, W. L. Euclund, D. A. Carter and J. R. McAfee, 1991: Wind profiler-related research in the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3209–3220.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic press, 662 pp.
- Hayashi, Y., 1971: A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time cross-spectral analyses. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 125–128.
- Hamada, J., M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, S. Fukao, P. A. Winarso, and T. Sribimawati, 2002: Spatial and temporal variations of the rainy season over Indonesia and their link to ENSO. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **80**, 285–310.
- Hobbs, P. V., T. J. Matejka, P. H. Herzegh, J. D. Locatelli, and R. A. Houze, Jr., 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 568–596.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology. Fourth Edition*. Elsevier Academic press, 535 pp.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, and A. R. Douglass, R. B. Rood, L. Pfister, 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Review of Geophysics*, **33**, 403–439.
- Houze, R. A., Jr., 1989: Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. *Quart. J. of Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 425–461.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic, San Diego, Calif, 573 pp.

- Itoh, H., and N. Nishi, 1990: Considerations for the structure of the tropical intraseasonal oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 659–675.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, and B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, and J. Wang, Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kawatani, Y., K. Tsuji, and M. Takahashi, 2005: Zonally non-uniform distribution of equatorial gravity waves in an atmospheric general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23815, doi:10.1029/2005GL024068, 2005.
- Kita, K., S. Kawakami, Y. Miyazaki, Y. Higashi, Y. Kondo, N. Nishi, M. Koike, D. R. Blake, T. Machida, T. Sano, W. Hu, M. Ko, and T. Ogawa, 2003: Photochemical production of ozone in the upper troposphere in association with cumulus convection over Indonesia. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8400, doi:10.1029/2001JD000844, 2002. [printed **108**(D3), 2003].
- Koike, M., Y. Kondo, K. Kita, N. Nishi, S. C. Liu, D. Blake, M. Ko, D. Akutagawa, S. Kawakami, N. Takegawa, Y. Zhao, and T. Ogawa, 2003: Reactive nitrogen over the tropical western Pacific: Influence from lightning and biomass burning during BIBLE A. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8403, doi:10.1029/2001JD000823, 2002. [printed **108**(D3), 2003]
- Kondo Y., M. Koike, K. Kita, H. Ikeda, N. Takegawa, S. Kawakami, D. Blake, S. C. Liu, M. Ko, Y. Miyazaki, H. Irie, Y. Higashi, B. Liley, N. Nishi, Y. Zhao, and T. Ogawa, 2003: Effects of biomass burning, lightning, and convection on O<sub>3</sub>, CO, and NO<sub>y</sub> over the tropical Pacific and Australia in August–October 1998 and 1999. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8402, doi:10.1029/2001JD000820, 2002. [printed **108**(D3), 2003]
- Konishi, H., M. Wada, and T. Endoh, 1998: Seasonal variations of cloud and precipitation at Syowa station, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **27**, 597–602.
- Kumar, Y. Bhavani, Kumar, V. Siva, Jain, A. R. and Rao, P. B., 2001: MST radar and polarization lidar observations of tropical cirrus. *Ann. Geophys.*, **19**, 873–882.
- Lau, W. K. M., and D. E. Waliser, 2005: *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*. Praxis Publishing, 436 pp.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.



- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1994: Observations of the 40-50-Day tropical oscillation -A Review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–837.
- Madden, R. A., and E. J. Zipser, 1970: Multi-layered structure of the wind over the equatorial Pacific during the Line Island experiment. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 336–342.
- Mapes, B. E., and R. A. Houze Jr., 1995: Diabatic divergence profiles in western Pacific mesoscale convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1807–1828.
- Maruyama, T., 1969: Long-term behavior of Kelvin waves and mixed Rossby-gravity waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 245–254.
- Maruyama, T., 1979: Equatorial wave intensity over the Indian Ocean during the years 1968–1972. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 39–51.
- Maruyama, T., 1991: Annual and QBO-synchronized variations of lower-stratospheric equatorial wave activity over Singapore during 1961–1989. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 219–232.
- Mori, S., J.-I. Hamada, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi, T. Sribimawati, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian Maritime Continent, observed by TRMM satellite and Intensive Rawinsonde Soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021–2039.
- Murakami, T., and B. Wang, 1993: Annual cycle of equatorial east-west circulation over the Indian and Pacific oceans. *J. Climate*, **6**, 932–952.
- Pandya, R. E. and D. R. Durran, 1996: The influence of convectively generated thermal forcing on the mesoscale circulation around squall line. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2924–2951.
- Parker, D. E., 1973: Equatorial Kelvin waves at 100 milibars. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **99**, 116–129.
- Philander S. G., 1990: *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press, 289 pp.
- Randel, W. J., and F. Wu, 2005: Kelvin wave variability near the equatorial tropopause observed in GPS radio occultation measurements. *J. Geophys. Res.*, **110**, D03102, doi:10.1029/2004JD005006. *Meteor. Soc. Japan*, **82**, 397–496.
- Redelsperger, J., P. R. A. Brown, F. Guichard, C. Hoff, M. Kawashima, S. Lang, T. Montmerle, K. Nakamura, K. Saito, C. Seman, W. K. Tao, L. J. Donner, 2000: A GCSS model intercomparison for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. I: Cloud-resolving models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 823–863.
- Renggono, F., H. Hashiguchi, S. Fukao, M. D. Yamanaka, S.-Y. Ogino, N. Okamoto, F. Murata, B. P. Sitorus, M. Kudsy, M. Kartasasmita, and G. Ibrahim, 2001: Precipitation clouds observed by 1.3-GHz boundary layer radars in equatorial Indonesia. *Ann.*

- Geophys.*, **19**, 889–897.
- Rosenfeld, D., E. Amitai, D. B. Wolff, 1995: Classification of rain regimes by the three-dimensional properties of reflectivity fields. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 198–211.
- Röttger, J., 1980: Structure and dynamics of the stratosphere and mesosphere revealed by VHF radar investigations. *J. Pure Appl. Geophys.*, **118**, 494–527.
- 坂本和幸, 1997: 熱帯の1~2日周期の西進雲擾乱について. 京都大学大学院理学研究科 平成8年度修士論文.
- Schumacher, C., and R. A. Houze, Jr., 2003: Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar. *J. Climate*, **16**, 1739–1756.
- Sherwood, S. C., P. Minnis, and M. McGill, 2004: Deep convective cloud-top heights and their thermodynamic control during CRYSTAL-FACE. *J. Geophys. Res.*, **109**, 20119, doi:10.1029/2004JD004811.
- Shibagaki, Y., T. Shimomai, T. Kozu, S. Mori, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi, M. K. Yamamoto, S. Fukao and M. D. Yamanaka, 2006: Multiscale aspects of convective systems associated with an intraseasonal oscillation over the Indonesian Maritime Continent. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1682–1696.
- Shimizu, A., and T. Tsuda, 1997: Characteristics of Kelvin waves and gravity waves observed with radiosondes over Indonesia. *J. Geophys. Res.*, **102**, 26159–26171.
- Shiotani, M., and T. Horinouchi, 1993: kelvin wave activity and the quasi-biennial oscillation in the equatorial lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 175–182.
- Shirai, T., D. R. Blake, S. Meinardi, F. S. Rowland, J. Russell-Smith, A. Edwards, Y. Kondo, M. Koike, K. Kita, T. Machida, N. Takegawa, N. Nishi, S. Kawakami, T. Ogawa, 2003: Emission estimates of selected volatile organic compounds from tropical savanna burning in northern Australia. *J. Geophys. Res.*, **108**(D3), 8406, doi:10.1029/2001JD000841, 2003.
- Steiner, M., R. A. Houze, Jr., S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978–2007.
- 鈴木順子, 2002: 赤道対流圏界面付近にみられるケルビン波活動性の時空間変動. 北海道大学大学院地球環境科学研究科 平成13年度修士論文.
- Suzuki, J., and M. Shiotani, 2005: Space-time variations of equatorial Kelvin wave activity and intraseasonal oscillation around the tropical tropopause region. *The proceeding of the third KAGI21 international symposium. (In printing)*
- Suzuki, J., and M. Shiotani, 2007: Space-time variations of equatorial Kelvin wave and intraseasonal oscillation around the tropical tropopause region. *(In preparation)*

- Takayabu Y, 1994: Large-scale cloud disturbances associated with equatorial waves. Part I: Spectral features of the cloud disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 433–465.
- Takegawa, N., Y. Kondo, Koike, M., M. Ko, K. Kita, D. R. Blake, N. Nishi, W. Hu, J. B. Liley, S. Kawakami, T. Shirai, Y. Miyazaki, H. Ikeda, J. Russel-Smith, and T. Ogawa, 2003: Removal of NO<sub>x</sub> and NO<sub>y</sub> in biomass burning plumes in the boundary layer over northern Australia, *J. Geophys. Res.*, **108(D10)**, 4308, doi:10.1029/2002JD002505, 2003.
- Tsuda, T., Y. Murayama, H. Wiryosumarto, S. W. B. Harijono, and S. Kato, 1994: Radiosonde observations of equatorial atmosphere dynamics over Indonesia. Part I: Equatorial waves and diurnal tides. *J. Geophys. Res.*, **99**, 10491–10505.
- Tsai, H.-F., T. Tsuda, G. A. Hajj, J. Wickert, and Y. Aoyama, 2004: Equatorial Kelvin waves observed with GPS occultation measurements (CHAMP and SAC-C). *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 397–496.
- Uyeda, H., Y. Asuma, N. Takahashi, S. Shimizu, O. Kikuchi, A. Kinoshita, S. Matsuo, M. Katsumata, K. Takeuchi, T. Endoh, M. Ohi, S. Satoh, Y. Tachibana, T. Ushiyama, Y. Fujiyoshi, R. Shirooka, N. Nishi, T. Tomita, H. Ueda, T. Sueda, and A. Sumi, 1995: Doppler radar observations on the structure and characteristics of tropical clouds during the TOGA-COARE IOP in Manus, Papua New Guinea –Outline of the observation–. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 415–426.
- Vömel, H., S. J. Oltmans, B. J. Johnson, F. Hasebe, M. Shiotani, M. Fujiwara, N. Nishi, M. Agama, J. Cornejo, F. Paredes, and H. Enriquez, 2002: Balloon-borne observations of water vapor and ozone in the tropical upper troposphere and lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD000707, 2002.
- Wallace, J. M., and V. E. Kousky, 1968a: Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 900–907.
- Wallace, J. M., and V. E. Kousky, 1968b: On the relation between Kelvin waves and the quasi-biennial oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 496–502.
- Wheeler, M., and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374–399.
- Wheeler, M., G. N. Kiladis, and P. J. Webster, 2000: Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial Kelvin waves. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 613–640.
- Whitham, G. B., 1999: *Linear and Nonlinear Waves*, Wiley-interscience, 636 pp.
- Yamamoto, M., T. Sato, P. T. May, T. Tsuda, S. Fukao, and S. Kato, 1988: Estimation error of spectral parameters of mesosphere-stratosphere-troposphere radars obtained

- by least squares fitting method and its lower bound. *Radio Sci.*, **23**, 1013–1021.
- Yokouchi, Y., F. Hasebe, M. Fujiwara, H. Takashima, M. Shiotani, N. Nishi, Y. Kanaya, S. Hashimoto, P. Fraser, D. Toom-Saunty, H. Mukai, and Y. Nojiri, 2005: Correlations and emission ratios among bromoform, dibromochloromethane, and dibromomethane in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **110**, D23309, doi:10.1029/2005JD006303.